



# Les minéraux accessoires à U, Th, ETR dans les grès et les conglomérats archéens du bassin de Pongola (Afrique du Sud)

Mélissa Roseline Megneng

## ► To cite this version:

Mélissa Roseline Megneng. Les minéraux accessoires à U, Th, ETR dans les grès et les conglomérats archéens du bassin de Pongola (Afrique du Sud). Géologie appliquée. Université Paris Sud - Paris XI, 2015. Français. NNT : 2015PA112209 . tel-01262092

**HAL Id: tel-01262092**

**<https://theses.hal.science/tel-01262092>**

Submitted on 26 Jan 2016

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ PARIS-SUD

ÉCOLE DOCTORALE 534 :  
MODÉLISATION ET INSTRUMENTATION EN PHYSIQUE, ÉNERGIES,  
GÉOSCIENCES ET ENVIRONNEMENT

Laboratoire : *Géosciences Orsay (GEOPS)*

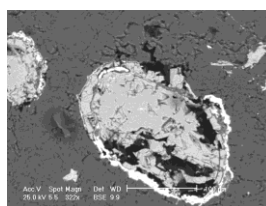
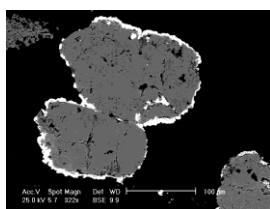
## **THÈSE DE DOCTORAT**

SCIENCES DE L'UNIVERS

par

**Mélissa Roseline MEGNENG**

**Les minéraux accessoires à U, Th, ETR dans les  
grès et les conglomérats archéens du bassin de  
Pongola (Afrique du Sud)**



**Date de soutenance : 22/09/2015**

**Composition du jury :**

Directeur de thèse : Maurice PAGEL  
Rapporteurs : Michel CUNEY  
Abder EL ALBANI  
Examineurs : Jocelyn BARBARAND  
Marc BROUAND  
Axel HOFMANN

Professeur émérite (Université Paris Sud)  
Directeur de recherche CNRS (Géoressources Nancy)  
Professeur (Université de Poitiers)  
Professeur (Université Paris Sud)  
Docteur (AREVA)  
Professeur (Université de Johannesburg)



# REMERCIEMENTS...

La réalisation de cette thèse a été pour moi, outre un apprentissage et un perfectionnement de notions scientifiques, une grande aventure humaine, au cours de laquelle j'ai appris autant sur moi que sur la géologie. C'est donc avec une certaine assurance que je m'apprête à écrire les dernières lignes de ce manuscrit, et à tourner la page d'une partie inoubliable de ma vie.

Je souhaite tout d'abord exprimer ma plus profonde reconnaissance à mon directeur de thèse Maurice Pagel. Vous m'avez permis de me perfectionner et de mieux orienter mon sujet de thèse, merci d'avoir réveillé en moi l'espoir, la détermination et le courage à arriver au bout de cette thèse. Merci de m'avoir fait partager votre grande expérience et vos connaissances en pétrologie, minéralogie et géochimie. Travailler à vos côtés a été riche, scientifiquement et humainement. Merci pour votre patience et vos encouragements, surtout votre grande dévotion à me faire arriver au « bout » de cette Thèse.

Mes remerciements vont aussi à Michel Cuney et Abder El Albani pour avoir accepté de lire et d'évaluer mon manuscrit de thèse en tant que rapporteurs et aux examinateurs Jocelyn Barbarand, Marc Brouand et Axel Hofmann, qui ont accepté d'être membre du jury.

Je tiens à remercier Monsieur Xavier Quideteur, directeur de l'école doctorale, qui a participé vivement à m'offrir cette deuxième opportunité de continuer ma thèse avec Maurice Pagel.

Une mention très spéciale à Kim Ho, je ne cesserai de te remercier pour tes encouragements, ton soutien et surtout pour toutes les démarches administratives. Tu as été d'une aide remarquable pour moi.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Beate Orberger et Axel Hofmann avec qui j'ai fait mes premières années de thèse, merci pour le soutien moral et financier lors de l'échantillonnage et mon séjour en Afrique du sud à l'Université de Johannesburg.

Mes remerciements vont aussi envers ceux qui ont collaboré à ce travail: Rémy Pichon, Valérie Godard, Rosella, Evelyne Crion et Chantal Rock.

Je n'oublierais jamais toutes les personnes des bâtiments 504 et 509 qui m'ont «supporté» au cours de ces années, qui m'ont soutenu et offert leur amitié. J'ai grand plaisir à remercier la solidarité et l'enthousiasme durant ces années de mes collègues thésards: Tony, Morgane, Ludovic, Quentin, Simon et Melanie.

J'adresse une chaleureuse pensée à toutes les personnes qui m'ont entourées et aidées de divers manières tout au long de ces années. Je ne saurais toutes les citer car elles sont nombreuses, aussi ne soyez pas triste de ne pas lire votre nom, je nommerais donc : Ada Ndong judith, Etoua Ntem aristide et Bivigou marie louise « mes meilleurs amis depuis 17 ans », Billie graziella et Ovone Moulengui Harris « les parents d'Annelyse durant ces années de thèse », Obone annie vanessa « ma nana », Nkoghe Ndong severin « mon homme », Aminata, Nziengui ines flora et sans oublier la fraternité IDEM anciens JAAM avec notre très chère Marie Thérèse.

A mes parents, mes frères et sœurs, mes neveux et nièces, trouvez ici ma reconnaissance. Merci pour votre soutien sans faille, surtout à vous papa et maman, merci d'avoir cru en moi et d'y avoir mis tous les moyens possibles.

Enfin, toutes mes pensées vont à mes chers enfants Annelyse et Luigi, merci du fond du cœur pour votre patience, J'espère que vous serez fiers de « votre maman » ...

*A mes chers parents  
avec toute mon affection*

## Résumé

En Afrique du Sud, le supergroupe Pongola s'est déposé sur le craton du Kaapvaal à environ 3 milliards d'années. Le groupe Mozaan repose sur le groupe basal Nsuze et contient des pélites, des arénites quartziques, des grès et des conglomérats. Dans ce type de conglomérat, des gisements d'uranium et des minéralisations d'or ont été reconnus dans le monde, au Canada, au Brésil, en Australie et en Afrique du Sud. Des petites minéralisations ont été avérées dans le groupe Mozaan, très différentes de celles qui ont été exploitées dans le bassin voisin du Witwatersrand.

Ce travail pétrographique, minéralogique et géochimique concerne les formations conglomératiques et gréseuses basales du Mozaan Group dans le Denny Dalton. Il est fondé sur l'étude de deux carottes dans lesquelles des minéralisations en uranium ont été reconnues.

Une attention particulière a été portée sur le matériel détritique car, dans ces conglomérats, les gisements sont de type placer avec des remobilisations plus ou moins marquées. Les grains détritiques identifiés associés à la pyrite détritique, sont la monazite fréquente, les oxydes de titane, les minéraux d'uranium thorium (coffinite, thorite, thorianite), le zircon, l'apatite, la chromite ainsi que d'autres sulfures (chalcoppyrite, arsénopyrite). La roche source est vraisemblablement de matériel acide avec un faible apport basique ainsi que métamorphique. La morphologie des minéraux suggère un transport court de la source vers le bassin de Pongola.

Les analyses pétrographiques et chimiques mettent en évidence les différentes minéralisations qui caractérisent les processus diagénétiques et hydrothermaux qui ont affecté le groupe Mozaan. Des observations nouvelles ont été réalisées sur les minéraux d'uranium avec la mise en évidence de phospho-coffinite, de phosphates alumineux hydratés de terres rares et des altérations très développées qui affectent les grains de monazite.

Ces assemblages minéralogiques révèlent une diagenèse avec la circulation de fluides acides comme l'atteste la présence de pyrite et des APS dans la porosité secondaire des roches.

Aucun grain d'uraninite détritique ni d'uraninite authigène n'a été observé dans cette étude. L'hypothèse la plus vraisemblable est que l'uranium des zones minéralisées provient de l'altération des grains de monazite à 2.54 Ga par des fluides acides. La remobilisation se fait en milieu ouvert et l'uranium cristallise essentiellement en bordures des grains de pyrite sous forme de phospho-coffinite.





## Abstract

In South Africa, the Pongola Supergroup was deposited on the craton Kaapvaal about 3 Ga years. The Mozaan group based on the basal Nsuze group and contains mudstones, arenites, sandstones and conglomerates. In this type of conglomerate, uranium and gold mineralization deposits have been recognized in the world, Canada, Brazil, Australia and South Africa. Small mineralization have been proved to in the Mozaan group, very different from those that have been exploited in the the neighbor of the Witwatersrand Basin.

The petrographic, mineralogical and geochemical work concerns basal conglomerate and sandstone formations of Mozaan Group in Denny Dalton. It is based on the study of two cores where uranium mineralizations have been recognized.

Particular attention was focused on the detrital material, because in these conglomerates, the deposits are placer type with the remobilizations more or less marked. The detrital grains identified associated with the detrital pyrite are frequent monazite, titanium oxides, thorium uranium minerals (coffinite, thorite, and thorianite), zircon, apatite, chromite and other sulphides (chalcopyrite, arsenopyrite). The source rock is likely acidic material with low basic contribution and metamorphic. The mineral morphology suggests a short transport the source to the Pongola basin.

Petrographic and chemical analyzes show that characterize the different diagenetic mineralization and hydrothermal processes that have affected the Mozaan group. New observations were made on uranium minerals with the detection of phospho-coffinite, aluminous hydrated rare earth phosphates and highly developed alterations affecting monazite grains.

These mineral assemblages reveal a diagenesis with the flow of acidic fluids as evidenced by the presence of pyrite and APS in the secondary porosity of the rocks.

Detrital and authigène uraninite grains were not observed in this study. The most likely hypothesis is that the uranium mineralized zones comes from the weathering of monazite grains to 2.54 Ga by acidic fluids. Remobilization is done in open and uranium mainly crystallizes edges of pyrite grains in the form of phospho-coffinite.



# SOMMAIRE

## RESUME

INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
----------------------------	---

## CHAPITRE I. GEOLOGIE REGIONALE ET CONTEXTE DE L'ETUDE

Introduction.....	2
I.1 -Contexte géologique.....	11
I.2 -Environnement de dépôt.....	13
I.3 -Ages du socle et du bassin de Pongola.....	15
I.4 -Lithostratigraphie du Pongola dans la zone d'étude.....	20
I.4.1 – Le secteur du Nsuze Group.....	23
I.4.2 – Le secteur du Mozaan Group.....	23

## CHAPITRE II. METHODOLOGIE

II.1-Caractérisation microscopique : Analyse pétrographique .....	29
1. Microscopie optique.....	29
2. Microscopie en cathodoluminescence (CL).....	29
3. Microscopie électronique à balayage (MEB).....	30
4. Spectroscopie RAMAN (analyse des nanominéralisations).....	31
II.2-Analyses chimiques et géochimiques: analyses multi-élémentaires..	33
1. Microsonde électronique.....	33
2. Sepctrometrie de masse ICP-MS (dosage des éléments traces et majeurs).....	34
3. Géochronologie U-Pb par ablation laser LA ICP-MS.....	

## **CHAPITRE III. PETROGRAPHIE DES CONGLOMERATS ET DES GRES DU MOZAAN GROUPE**

<b>Introduction.....</b>	<b>39</b>
<b>III.1- Description des faciès pétrographiques du forage TSB06-23.....</b>	<b>40</b>
III.1-1. Faciès 1: Grès fin à matrice illitique et ciment de chlorite (MSF 13).....	40
III.1-2. Faciès 2: Conglomérat à galets de quartz (CG1).....	41
III.1-3. Faciès 3: Grès très silicifié à tapissage illitique, dissolution de quartz importante, riche en cristaux de pyrite et oxyde de fer (MSF12).....	41
III.1-4. Faciès 4: Grès fin argileux plus ou moins micacé (MSF 11).....	42
III.1-5. Faciès 5: Grès conglomératique lité très riche en minéraux accessoires (CG2).....	43
III.1-6. Faciès 6: Conglomérat granoclassé à galets de quartz et à ciment de pyrite (MSF10).....	44
III.1-7. Faciès 7: Conglomérat avec des lits riches en minéraux lourds (WM3.1 et MSF9).....	48
<b>III.2- Description des faciès pétrographiques du forage TSB07-26.....</b>	<b>50</b>
III.2-1. Faciès 1: Conglomérat granoclassé à galets de quartz (MSF8).....	50
III.2-2. Faciès 2 : Grès fin silicifié à lits discontinus de pyrite et d'argile (MSF7).....	50
III.2-3. Faciès 3 : Grès fin silicifié à matrice argileuse et micacée (MSF6).....	51

III.2-4. Faciès 4: Conglomérat à galets de quartz à matrice pyritisée (MSF5).....	52
III.2-5. Faciès 5: Conglomérat lité silicifié (MSF4).....	52
III.2-6. Faciès 6: Grès à matrice argileuse plus ou moins riche en carbonate (MSF3).....	53
III.2-7. Faciès 7: Conglomérat à grains de quartz riche en minéraux accessoires (MSF2 et CG4).....	54
III.2-8. Faciès 8: conglomérat très silicifié à matrice partiellement micacé à lits de pyrite discontinus (MSF1).....	55

## **CHAPITRE IV. MINERALOGIE DES CONGLOMERATS ET GRES DU MOZAAN GROUPE**

IV.1- Etude minéralogique des carottes du forage TSB 06-23.....	61
IV.1-1. Les minéraux détritiques et authigènes.....	62
IV.1.1-1. Le quartz.....	62
IV.1.1-2. Les feldspaths.....	63
IV.1.1-3. L'illite.....	65
IV.1.1-4. La chlorite.....	65
IV.1.1-5. La muscovite.....	66
IV.1.1-6. La pyrite.....	67
IV.1.1-7. La pyrrhotite.....	68
IV.1.1-8. La chalcopryrite.....	69
IV.1.1-9. La galène.....	70

IV.1.1-10. L'arsénopyrite.....	71
IV.1.1-11. Les oxydes de titane .....	72
IV.1.1-12. Les oxydes de fer.....	73
IV.1.1-13. Les silicates et les oxydes d'uranium et de thorium.....	74
IV.1.1-13-1. Coffinite.....	74
IV.1.1-13-2. Thorite et thorianite.....	76
IV.1.1-14. Les phosphates.....	77
IV.1.1-14-1. La monazite.....	77
IV.1.1-14-2. L'apatite.....	79
IV.1.1-14-3. Les phosphates sulfates alumineux (APS).....	79
IV.1.1-14-4. Xénotime.....	82
IV.1-2. Autres minéraux accessoires.....	83
IV.2-1. Chromite.....	83
IV.2-2. Zircon.....	83
IV.2- Etude minéralogique des carottes du forage TSB 07-26.....	85
IV.2-1. Le quartz.....	85
IV.2-2. Les feldspaths.....	86
IV.2-3. L'illite.....	86
IV.2-4. La chlorite.....	87
IV.2-5. La sidérite magnésienne.....	87
IV.2-6. Pyrite.....	89
IV.2-7. La chalcoppyrite.....	91

IV.2-8. La galène.....	92
IV.2-9. Les oxydes de titane.....	93
IV.2-10. Les oxydes de fer.....	93
IV.2-11. Les silicates et les oxydes d'uranium et de thorium.....	94
IV.2-12. Les phosphates.....	95
 IV.3- Paragenèse: Relations texturales entre les minéraux.....	 99
IV.3-1. Événements antérieurs à la silicification.....	99
IV.3-2. Évènements postérieurs à la silicification.....	100
 IV.4- Description des phénomènes diagenétiques.....	 101
IV.4-1. Silicification : cimentation du quartz.....	101
IV.4-2. Pression dissolution : dissolution du quartz intergranulaire.....	102
IV.4-3. Les contacts entre les grains de quartz.....	102
IV.4-4. Les stylolites.....	104
IV.4-5. Filonnets de quartz.....	104

## **CHAPITRE V. GEOCHIMIE DES CONGLOMERATS ET GRES DU MOZAAN GROUPE**

<b>Introduction.....</b>	<b>108</b>
 V.1. Chimie des minéraux accessoires (pyrite, monazite et rutile).....	 109
V.2. Analyse in situ U-Pb sur les phosphates d'aluminium hydratés et phosphates de Terres Rares (grains détritiques de monazite).....	115

V.3. Eléments majeurs.....	117
V.4. Eléments traces.....	121
V.5. Eléments des terres rares.....	124
V.6. Source et caractérisation de la fraction détritique terrigène.....	128
V.6-1. Quantification de l'intensité d'altération chimique.....	128
V.6-2. Caractérisation des sources d'apports du matériel détritique terrigène.....	130
V.6.2-1. Sources d'apport détritique à partir des éléments majeurs.....	130
V.6.2-2. Sources d'apport détritique à partir des éléments en trace.....	132
V.6.2-3. Caractérisation des sources d'apports terrigènes en cathodoluminescence.....	135

## **CHAPITRE VI. SYNTHESE ET CONCLUSION**

VI.1. Quelles sont les conditions de dépôt dans le bassin de Pongola ?.....	140
VI.1-1. Age des sédiments et milieux de dépôt.....	140
VI.1-2. Minéraux lourds associés aux grains détritiques de pyrite.....	141
VI.1-3. Origine du matériel détritique.....	141
VI.1-4. Origine des grains et des cristaux de pyrite.....	142
a) La pyrite dont l'origine est externe au bassin.....	142
a-1) Les grains détritiques depyrite.....	142
a-2) La pyrite dans les lithoclastes.....	143
b) La pyrite de diagenèse précoce.....	143
c) La pyrite épigénétique.....	143



VI.2 Quelles sont les conditions de formation des minéraux d'uranium ?.....	144
VI.2-1 Nature des minéraux à U-Th.....	144
VI.2.1-1 : La coffinite.....	144
VI.2.1-2 : La thorite et thorianite.....	144
VI.2.1-3 : Phosphates-sulfates alumineu.....	144
VI.3 Quels sont les phénomènes diagénétiques et les interactions fluides roches affectant le Mozaan Group?.....	145
VI.4 Les minéralisations d'uranium sont-elles liées à des remaniements synsédimentaires ou à des circulations plus récentes ?.....	146
VI.4-1 : Age et nature des fluides épigénétiques.....	146
VI.4-2 Conditions de formation des minéralisations uranifères.....	147

# TABLE DES FIGURES

## CHAPITRE I

**Figure. I.1 :** Cadre général de l'étude (modifié d'après Wilson et al., 2013): A) Emplacement du craton de Kaapvaal. B) Géologie générale du bassin de Pongola.....12

**Figure. I.2 :** Colonne stratigraphique du Pongola Supergroup dans la zone du Denny Dalton du White Umfolozi avec les quatre principaux horizons conglomératiques CG1 à CG4) (d'après Hicks et Hofmann, 2012).....14

**Figure. I.3 A :** Colonne stratigraphique de la carotte **TSB06-23**.....21

**Figure. I.3 B :** Colonne stratigraphique de la carotte **TSB07-26**.....22

## CHAPITRE III

**Figure. III.1 :** faciès pétrographiques 1, 2 et 3 du sondage **TSB06-23**.....46

**Figure. III.2 :** faciès pétrographiques 4, 5 et 6 du sondage **TSB06-23**.....48

**Figure. III.3 :** faciès pétrographique 7 du sondage **TSB06-23**.....49

**Figure. III.4 :** faciès pétrographiques 1, 2 et 3 du sondage **TSB07-26**.....56

**Figure. III.5 :** faciès pétrographiques 4, 5 et 6 du sondage **TSB07-26**.....57

**Figure. III.6 :** faciès pétrographiques 7 et 8 du sondage **TSB07-26**.....58

## CHAPITRE IV

### Sondage TSB06-23

**Figure. IV.1 :** Observation des liserés discontinus de quartz autour des grains détritiques de pyrite.....63

<b>Figure. IV.2 :</b> Valeurs du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ en fonction de la teneur en baryum des échantillons de carotte des sondages TSB06-23 et TSB07-26 dans le Denny Dalton.....	64
<b>Figure. IV.3 :</b> Observation de la chlorite (MEB-BSE).....	66
<b>Figure. IV.4 :</b> Observation de la muscovite (MEB-BSE).....	66
<b>Figure. IV.5 :</b> Morphologie de la pyrite (MEB- BSE).....	68
<b>Figure. IV.6 :</b> Nanophases de pyrrhotite.....	69
<b>Figure. IV.7 :</b> Observation de la chalcopryrite (MEB- BSE).....	70
<b>Figure. IV.8 :</b> Observation de la chalcopryrite (MEB- BSE).....	71
<b>Figure. IV.9 :</b> Observation de l'arsénopyrite (MEB-BSE).....	72
<b>Figure. IV.10 :</b> Observation des oxydes de titane (MEB- BSE).....	73
<b>Figure. IV.11 :</b> Observation des oxydes de fer (MEB- BSE).....	74
<b>Figure. IV.12 :</b> Observation de la coffinite (MEB- BSE).....	75
<b>Figure. IV.13 :</b> Observation de la thorite dans les échantillons (MEB- BSE).....	76
<b>Figure. IV.14 :</b> Observation de la monazite (MEB- BSE).....	78
<b>Figure. IV.15 :</b> Observation de la fluoroapatite (MEB- BSE).....	79
<b>Figure. IV.16 :</b> Observation des phosphates alumineux hydratés -APS (MEB- BSE).....	81
<b>Figure. IV.17 :</b> Observation du xénotime (MEB-BSE).....	82
<b>Figure. IV.18 :</b> Observation de la chromite (MEB-BSE).....	83
<b>Figure. IV.19 :</b> Observation du zircon (MEB- BSE).....	84

## Sondage TSB07-26

<b>Figure. IV.20 :</b> Observation de la chlorite (MEB-BSE).....	87
<b>Figure. IV.21 :</b> Analyse chimique et observation de la sidérite (MEB- BSE).....	88
<b>Figure. IV.22 :</b> aspect général de la pyrite (MEB-BSE).....	90
<b>Figure. IV.23 :</b> Observation de la chalcopryrite (MEB-BSE).....	91
<b>Figure. IV.24 :</b> Observation de la galène (MEB-BSE).....	92
<b>Figure. IV.25 :</b> Observation des oxydes de titane (MEB-BSE).....	93
<b>Figure. IV.26 :</b> Observation des oxydes de fer (MEB- BSE).....	94
<b>Figure. IV.27 :</b> Observation de la coffinite et de la thorite (MEB-BSE).....	95
<b>Figure. IV.28 :</b> Observation de la monazite et de l'apatite (MEB-BSE).....	96
<b>Figure. IV.29 :</b> Observation du xénotime (MEB- BSE).....	97
<b>Figure. IV.30 :</b> Observation des phosphates alumineux hydratés.....	98
<b>Figure. IV.31 :</b> représentation schématique des principaux contacts observés entre les grains de quartz dans les faciès étudiés.....	102

## CHAPITRE V

<b>Figure. V.1 :</b> Teneurs en U et Th dans les grains détritiques de monazite du conglomérat CG2 (TSB06-23) à la sonde électronique.....	110
<b>Figure. V.2 :</b> Cartographie élémentaire d'une monazite.....	114
<b>Figure. V.3 :</b> Datation U-Pb sur phosphate d'aluminium hydraté par ablation Laser ICP- MS.....	116

<b>Figure. V.4 :</b> corrélation entre Na <sub>2</sub> O et K <sub>2</sub> O. B) corrélation entre Stotal et du FeO (présence de la pyrite).....	119
<b>Figure. V.5 :</b> Eléments majeurs des conglomérats, grès corrélés avec la silice.....	120
<b>Figure. V.6 :</b> Relations entre l'uranium et d'autres éléments en trace dans les échantillons de conglomérats et de grès.....	123
<b>Figure. V.7 :</b> Comparaison des spectres en ETR des échantillons du TSB07-26 et TSB06-23 normalisés à la chondrite.....	124
<b>Figure. V.8 :</b> Comparaison des spectres en ETR des échantillons du TSB07-26 et normalisés aux NASC.....	125
<b>Figure. V.9 :</b> Altération chimique des roches.....	129
<b>Figure. V.10 :</b> Signature géochimique des échantillons du TSB07-26 et TSB06-23 en rapport avec les sources d'apports détritiques.....	131
<b>Figure. V.11 :</b> Signature géochimique Co/Th vs La/Co (Gu et al., 2002, Spalletti et al., 2008).....	133
<b>Figure. V.12 :</b> Signature géochimique en rapport avec les sources d'apports détritiques terrigènes Cr/Th vs Th/Co (Asiedu et al., 2004).....	134
<b>Figure. V.13 :</b> observation des grains détritiques de quartz en cathodoluminescence (MSF1).....	135



## **LISTE DES TABLEAUX**

### **CHAPITRE I**

<b>Tableau 1 :</b> Ages des événements tectoniques dans le bassin de Pongola.....	18
---	----

### **CHAPITRE IV**

<b>Tableau 4.1 :</b> Teneurs en $Al_2O_3$ , $K_2O$ et Ba dans les échantillons de carotte des sondages TSB06-23 et TSB07-26.....	64
<b>Tableau 4.2 :</b> Événements diagénétique antérieurs à la silicification.....	99
<b>Tableau 4.3 :</b> Événements diagénétique postérieurs à la silicification.....	100

### **CHAPITRE V**

<b>Tableau 5.1:</b> Composition chimique des grains de monazite par sonde électronique dans l'échantillon CG2 du TSB06-23.....	111
<b>Tableau 5.2:</b> Eléments majeurs et rapports chimiques des échantillons du TSB07-26 et TSB06-23.....	119
<b>Tableau 5.3:</b> Eléments en trace et rapports chimiques des échantillons du TSB07-26 et TSB06-23.....	122
<b>Tableau 5.4:</b> Eléments des Terres Rares.....	127

### **ANNEXES**

<b>Tableau 1 A:</b> géochimie des pyrites et rutile des conglomérats CG1 échantillon HS1 (microsonde électronique, CAMPARIS, SX50) du TSB06-23.....	175
--	-----

<b>Tableau 1 B:</b> géochimie des pyrites et rutile des conglomérats CG2 échantillon CG2 (microsonde électronique, CAMPARIS, SX50) du TSB06-23.....	176
<b>Tableau 2 :</b> Parametres d ‘analyse au RAMAN.....	177
<b>Tableau 3 :</b> Minéraux associés aux pyrites dans les conglomérats du Mozaan Group.....	190







---

# **INTRODUCTION**

## **GENERALE**

---



# INTRODUCTION

Avant 2,2 Ga, un type particulier de gisements d'uranium, le type conglomérat, a été reconnu essentiellement au Canada, en Afrique du Sud, au Brésil et en Australie (Robertson et al., 1978). Les gisements les plus vieux sont datés à 3.08 Ga dans le Dominion Group en Afrique du Sud (Duhamel, 2010 ; Cuney, 2010). Les deux plus importants districts sont ceux d'Elliot Lake au Canada et du Witwatersrand en Afrique du Sud. Ce sont des conglomérats à galets de quartz, riches en pyrite de type placer.

Ces conglomérats contiennent des grains d'uraninite d'origine détritique. En effet, ces grains d'uraninite sont présents dans des conglomérats d'origine fluviatile et ont été transportés depuis les sources par des rivières. Des particules d'or sont également présentes dans ces conglomérats. Des classements hydrauliques ont déjà été démontrés en fonction de la taille et de la densité des grains détritiques; il a donc été suggéré que ces grains détritiques avaient été conservés car la teneur en oxygène de l'atmosphère à cette période était extrêmement faible, en dessous des teneurs permettant d'oxyder l'uranium (IV) en uranium (VI) (Roscoe, 1973).

Par contre, autour de 2,2 Ga, la  $fO_2$  (fugacité en oxygène nécessaire pour oxyder l'uranium dans l'atmosphère) devient suffisante ; la réduction de l'Uranium et des minéralisations résultant du transport de l'uranium sous forme uranyle se forment comme à 2,05 Ga au Gabon (Gancarz, 1978). A cette époque se développent les grès rouges et des minéralisations hématitiques.

En Afrique du Sud plusieurs bassins sur le craton du Kaapvaal sont minéralisés. En effet, le bassin du Witwatersrand est le plus connu, non seulement pour ses accumulations d'or parmi les plus grandes du monde, mais ils représentent

aussi des ressources en uranium importantes (cas extrême de Monarch Reef ; Frimmel et al. 2005).

Saggar et al., (1986) démontrent que les minéralisations du bassin de Pongola ont une ressemblance remarquable à celles du bassin de Witwatersrand. De plus, certains cristaux de pyrite peuvent atteindre jusqu'à 800 ppm d'uranium (Hofmann et al., 2009). Cependant très peu d'études sur les processus de concentration des minéralisations d'uranium et d'or ont été faites sur le bassin de Pongola.

Une étude très récente (Carroué et al., 2013) a montré que des cristaux d'uraninite sont présent dans les séries magmatiques riches en zirconium autour de la ceinture des roches vertes de Barberton. Ces granites ont été datés à 3.1Ga et pourraient être une potentielle source des grains détritiques d'uraninite dans le bassin de Pongola.

En effet, dans les systèmes sédimentaires du type placer, les sédiments sont transportés de la source jusqu'au dépôt. Il est donc essentiel de comprendre les paléoconditions de formations qui contrôlent la variabilité des propriétés minéralogiques et géochimiques, afin de définir la localisation de l'uraninite et des minéraux accessoires.

Les propriétés minéralogiques et géochimiques de ces roches dépendent du faciès sédimentaire auquel ils appartiennent et des processus diagénétiques de dépôt, y compris également à l'évolution hydrothermale et structurale du bassin après le dépôt.

De ce fait, la caractérisation diagénétique et la localisation des uraninites dans ces conglomérats représentent des intérêts majeurs scientifiques pour l'industrie minière. Elle présente également un intérêt économique du fait de ces ressources minières (uranium, or et minéraux accessoires assez présent) pour la découverte de nouvelles pistes d'exploration de l'uranium, et pour l'amélioration de son traitement pour un meilleur rendement.

Afin de mieux comprendre les environnements de dépôt (de la base conglomératique intercalée avec des arénites quartzites et grès) et les changements minéralogiques qu'ils ont subi, il a été nécessaire de réaliser l'étude détaillée de la minéralogie accompagnée par des études géochimiques supplémentaires.

Les objectifs principaux de cette thèse sont d'abord de caractériser la minéralogie primaire et secondaire afin de localiser l'uranium, ensuite de déterminer les processus diagénétiques impliqués dans l'environnement de dépôt, enfin de comprendre son influence sur les changements minéralogiques tout en illustrant la chronologie de certaines phases minérales porteuses d'uranium.

Si la présence des grains détritiques d'uraninite avec des caractéristiques particulières et des âges plus vieux que l'âge des sédiments dans certains bassins sédimentaires est acceptée dans la littérature, il existe également des cristaux d'uraninite authigènes dans certains conglomérats en particulier en Afrique du Sud (Frimmel et al., 2005). Ce qui nous conduit au questionnement fondamental, à savoir :

- ❖ Ces minéralisations sont-elles liées à des remaniements synsédimentaires ou à des circulations plus récentes ?
- ❖ Si ces monazite ou coffinites authigènes correspondent à une minéralisation tardive, la remobilisation se fait-elle sur place ou dans des structures privilégiées ?
- ❖ Cette remobilisation a-t-elle abouti localement à des minéralisations uranifères ?

L'étude minéralogique approfondie du bassin de Pongola abordée dans le cadre de ce travail permettra de comprendre les processus des transformations

minérales déclenchés au cours de la diagenèse, en précisant les conditions chimiques et pétrographiques dans lesquelles elles se sont produites.

De ce fait, une étude pétrographique systématique des échantillons des deux carottes TSB07-26 et TSB06-23 de la mine de Denny Dalton et de 10 échantillons d’affleurements naturels du Mozaan Group a été faite. Les études pétrologiques qui suivent ont été réalisées: microscopie optique, cathodoluminescence, MEB, MET, spectroscopie Raman, ICP-MS, analyses d’images.

Une classification de faciès pétrographiques sera établie, elle permettra de distinguer les différents ensembles diagénétiques. La détermination des relations texturales entre les minéraux primaires et secondaires permettra de proposer une première chronologie relative des événements.

La première partie de l’étude présentera l’introduction générale, le contexte géologique de l’étude (chapitre I), et les méthodes d’analyse (chapitre II). Ensuite la deuxième partie concernera la totalité des résultats (chapitre III, IV et V).

Enfin, dans la dernière partie (chapitre VI), des réponses seront apportées aux différentes problématiques posées précédemment.







---

# **CHAPITRE 1**

## **Géologie régionale et contexte de l'étude**

---



# Géologie régionale et contexte de l'étude

## Introduction

Le craton du Kaapvaal en Afrique du Sud est largement reconnu comme l'un des premiers cratons formés (Tankard et al., 1982), avec les plus anciens bassins sédimentaires intracratoniques connus : le Witwatersrand et le Pongola. Beukes et Cairncross (1991) indiquent que certaines unités du Witwatersrand et du Pongola sont corrélables. Toutefois, il y a aussi des différences marquées dans les lithologies, et la stratigraphie (Saager et al. 1986). Cependant, le Pongola a été affecté par un métamorphisme et des déformations plus faibles. L'âge du dépôt et la bonne préservation des roches du Pongola offrent une occasion unique pour étudier les plus anciens dépôts volcano-sédimentaires continentaux qui ont été bien préservés.

Ce premier chapitre a pour objectif de replacer le secteur d'étude dans un cadre géologique général, faire une synthèse des travaux antérieurs traitant de l'évolution géodynamique du bassin de Pongola. Il correspond à une synthèse bibliographique des données paléogéographiques, géologiques et des variations de litho-faciès, focalisée sur la mine du Denny Dalton (située à l'extrémité la plus méridionale du bassin de Pongola dans lequel l'érosion profonde a exposé les unités du Pongola Supergroup dans la partie centrale du Mozaan Group afin de comprendre la structuration de la couverture sédimentaire du bassin de Pongola.

Le projet Denny Dalton avait pour objectif d'étudier l'extension des minéralisations en or et uranium du MCR (Mozaan Contact Reef) le principal horizon économique se trouvant en discordance sur les laves de la formation du Nsuze Group dans le bassin de Pongola.

## **I.1 - Contexte géologique**

Le Pongola est un bassin sédimentaire du Mésoarchéen (2,9 à 3,0 Ga) situé dans le craton du Kaapvaal à l'Est de l'Afrique du Sud et au Sud-ouest du Swaziland (Fig1; Gold, 2006)). Il s'étend suivant une direction nord-sud et affleure sur 270 km (Weilers, 1990), avec une superficie minimale de dépôt de 32 500 km<sup>2</sup> (Bouton et al, 1981). Le Pongola supergroup est formé d'une succession des roches volcaniques et sédimentaires bien préservées. Il est constitué d'une section principalement volcano-sédimentaire inférieure, le Nsuze Group, et d'une section sédimentaire supérieure le Mozaan Group, répartis en deux principales zones géographiques en matière de développement majeur du bassin résultant dans des domaines distincts nord et sud du Melmoth (Sacs, 1980; Weilers, 1990; Gold, 2006; Wilson et al, 2006).

Le bassin volcano-sédimentaire de Pongola est subdivisé en plusieurs régions géographiques: nord (Amsterdam), centre et sud (également appelé la région Nkandla). Le nord et les régions centrales s'étendent dans l'ouest du Swaziland. Le dépôt du Pongola dans la région de Nkandla a été fortement déformé, probablement au cours de la tectonique résultant de son emplacement à proximité de la marge sud du craton de Kaapvaal (Wilson et al., 2013).

Le Pongola Super Group forme ainsi l'une des plus anciennes séquences de couverture cratonique dans le monde (Matthews, 1990). Ces roches sont observables sur 270 km le long du bassin.

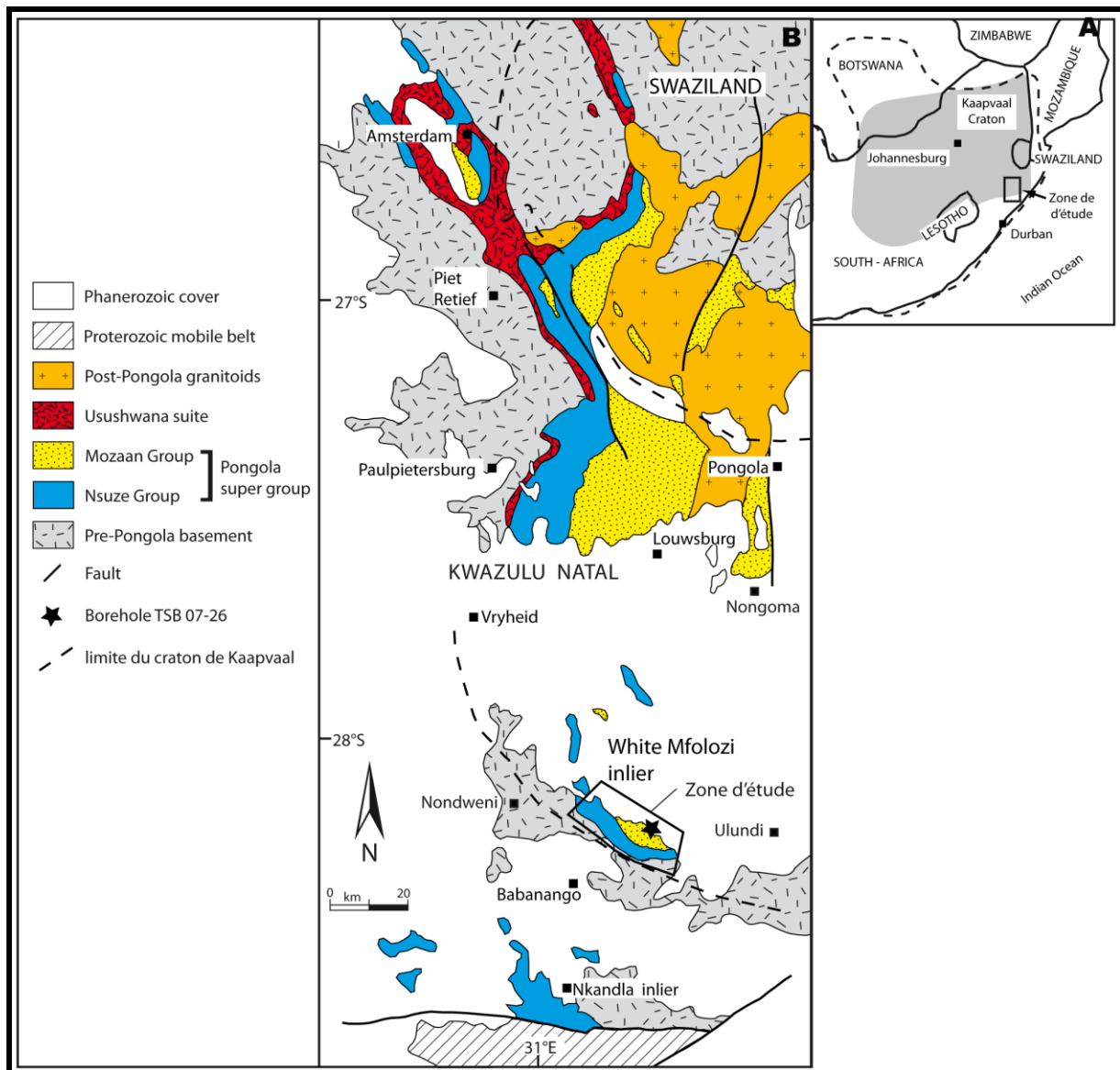


Figure I.1: Cadre général de l'étude (modifié d'après Wilson et al., 2013): A) Emplacement du craton de Kaapvaal. B) Géologie générale du bassin de Pongola.

## **I.2-Environnement de dépôt**

Dans le nord et le centre du bassin de Pongola, l'épaisseur du Nsuze Group est estimée à 4600 m (Von Brunn, 1974, Gold, 2006) et comprend deux grandes séquences volcaniques avec trois successions sédimentaires mineures (Cole, 1994). Dans la zone d'étude, le White Mfolozi inlier, il a environ 1100 m d'épaisseur (Cole, 1994; Wilson et al, 2013). Le Nzuse Group a été érodé avant le dépôt du Mozann Group. De plus, des intrusions granitiques post-Pongola qui proviendraient de la continuité de la ceinture des roches vertes intercalées dans des sédiments clastiques pourraient être interprétées comme un environnement de dépôt de rift continental pour le Nsuze Group (Hegner et al., 1984; Beuke et al., 1985; Crow et al., 1990; Matthews, 1990).

Le recouvrement sédimentaire de 4800 m d'épaisseur du Mozaan Group comprend des sédiments gréseux à dominante argileuse, des conglomérats à galets de quartz riches en or et uranium, des schistes argileux, des diamictites de provenance éventuelle glaciaire et des sédiments ferrugineux (BIF). Le développement du Mozaan Group a été lié à la subsidence thermique qui a suivi le rifting du Nsuze Groupe (Beuke et al., 1985; Matthew, 1990). De plus, Beukes et Cairncross (1991), suggèrent un contexte de marge passive ou épicontinental de la lithologie du Mozaan Group.

Cette étude est fondée sur les formations du White Umfolozi Inlier, qui sont composées des formations du Nzuse Group et du Mozaan Group dans la région centrale du bassin de Pongola (la zone de la mine du Denny Dalton).

Dans la zone d'étude, le Nsuze Group a une épaisseur d'environ 1100 m (Cole 1994, Wilson et al., 2013). Il est composé à la base par des formations silicoclastiques (de roches arénacées et argileuses) et une couverture de laves de la formation Agatha (Cole, 1994).



Les formations du Mozaan Group (environ 200 m d'épaisseur de couverture sédimentaire) sont séparées dans la zone d'étude de celles du Nsuze Group par une discordance angulaire d'environ 15° (Matthews, 1967).

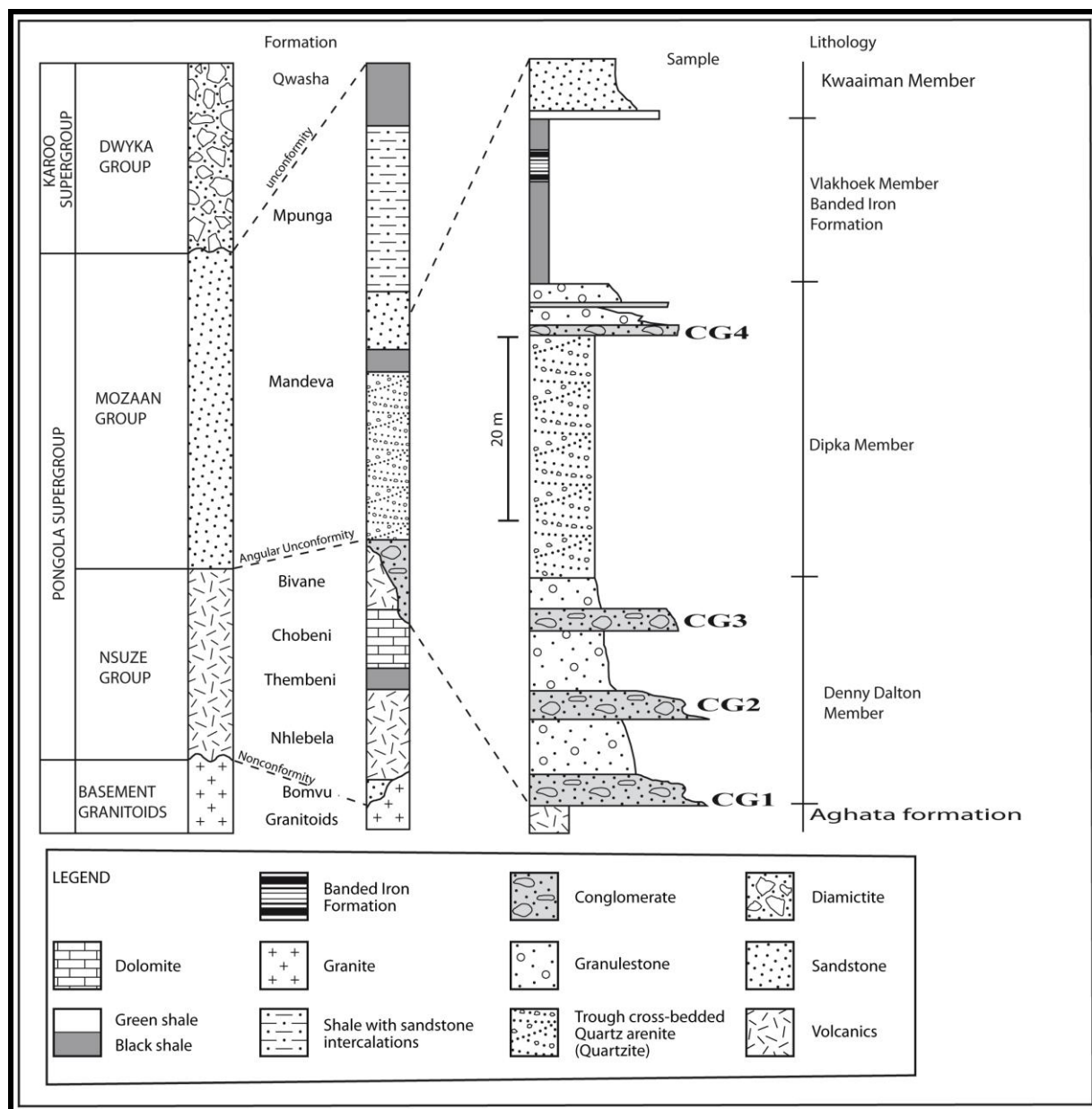


Figure I.2: Colonne stratigraphique du Pongola Supergroup dans la zone du Denny Dalton du White Umfolozi avec les quatre principaux horizons conglomératiques CG1 à CG4 (d'après Hicks et Hofmann, 2012)

### **I.3- Ages du socle et du bassin de Pongola**

Un résumé des âges obtenus pour le socle et le bassin de Pongola est donné dans le tableau 1. Plusieurs datations ont été obtenues sur le socle archéen et le bassin de Pongola. Une synthèse géochronologique sur le socle archéen a été réalisée par Nkhelo (2003) avec le plus vieux âge à  $3683 \pm 10$  Ma datant la mise en place des complexes d'anciens gneiss.

La première phase de développement de Pongola Supergroupe  $\sim 3,0$  Ga est marquée par le dépôt d'une succession volcano-sédimentaire. Cette succession volcano-sédimentaire enregistre quatre cycles de soulèvement thermique associés au volcanisme en alternance avec la subsidence silicoclastique (Cole, 1994).

Burger et Coertze (1973) ont rapporté des âges, pour le Nsuze Group, de  $3083 \pm 150$  Ma en utilisant la méthode Rb-Sr et  $3090 \pm 90$  Ma en utilisant la méthode U-Pb sur zircon. Un schiste ferrugineux dans les sédiments supérieurs du Mozaan Groupe a été daté à  $2860 \pm 26$  Ga en Pb-Pb sur roche totale (Walraven et Pape, 1994). Mukasa et al., 2013, donnent des âges plus jeunes par datation U-Pb SIMS sur zircon de roches volcaniques dans le Nsuze Group.

Un âge minimum de  $2837 \pm 4,7$  Ma a été établi pour un quartz porphyre intrusif dans les sédiments du Mozaan dans le sud du Swaziland (Gutzmer et al., 1999).

Tableau 1: Ages des événements des formations dans le bassin de Pongola

Unités	Dates (Ma)	Evénements	Méthodes	Références
<b>Pré Pongola</b> AGC	3683±10	Mise en place du complexe d'ancien gneiss	U-Pb SHRIMP	Kröner et al. (1996)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3644±4	Métamorphisme générant des Gneiss du Ngwane et du Complexe d'ancien Gneiss	U-Pb SHRIMP	Compston and Kröner(1988)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3563±63	Formation de la ceinture de roche verte : formation des métapélites	U-Pb SHRIMP	Kröner et Tegtmeier (1994)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3563±3	Formation des gneiss tonalitique du Complexe d'Ancien gneiss	U-Pb SHRIMP	Kröner et al. (2007)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3544±6	Formation des greywack du complexe d'anciens gneiss	U-Pb SHRIMP	Kröner et Tegtmeier (1994)
<b>Pongola</b>	3532±4 3520±6	Formation la ceinture de roche verte de Nondweni	U-Pb SHRIMP	Xie et al. ( 2012)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3521±23	Formation des gneiss du Ngwane du complexe d'anciens gneiss	U-Pb SHRIMP	Kröner et Tegtmeier (1994)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3505±24	Formation des gneiss du Complexe d'anciens gneiss	U-Pb SHRIMP	Kröner et al. (1989)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3504±6	Formation des gneiss tonalitique du Complexe d'anciens gneiss	U-Pb SHRIMP	Compston and Kröner (1988)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3490±3	Formation des gneiss tonalitique du Ngwane	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Kröner et Tegtmeier (1994)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3480±20	Formation des grauwacke siliceux du Dwalile dans le complexe d'ancien gneiss	U-Pb SHRIMP	Kröner et Tegtmeier (1994)
<b>Pré Pongola</b> AGC Zwaziland S.W	3458±6	Formation des gneiss tonalitique du complexe d'anciens gneiss	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Kröner et al. (1989)
<b>Pré Pongola</b> AGC Zwaziland S.W	3455±11	Formation du gneiss grenatifère du complexe d'ancien gneiss	U-Pb SHRIMP	Kröner et al. (1989)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3455±3	Formation des gneiss tonalitique a honblend-biotite folié du Tsawela (AGC)	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Kröner et Tegtmeier (1994)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3443±6	Formation des gneiss tonalitique a honblend-biotite folié du Tsawela ( AGC)	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Kröner et Tegtmeier (1994)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3436±6	Formation des gneiss tonalitique a honblend-biotite folié du Tsawela ( AGC)	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Kröner et Tegtmeier (1994)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3433±8	Formation des gneiss tonalitique du complexe d'anciens Gneiss	U-Pb SHRIMP	Compston and Kröner (1988)
<b>Pongola</b>	3418±5	Mise en place des roches de la ceinture de roche verte du Nondweni (Pongola)	U-Pb SHRIMP	Xie et al. ( 2012)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3417±34	Formation des gneiss du Tsawela	Sm-Nd roche totale isochrone	Carlson et al. ( 1983)

Unités	Dates (Ma)	Evénements	Méthodes	Références
<b>Pré Pongola</b>	3360±4	Magmatisme du Usutu ( mise en place des granitoïdes)	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Maphalala and Kröner ( 1993)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3265±0.5	Mise en place des granitoïdes du Usutu	U-Pb sur Zircon par évaporation	Schoene and Bowring (2010)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3250±39	Mise en place des leucotonalite	Rb-Sr roche totale isochrone	Farrow et al. (1990)
<b>Pré Pongola</b> AGC	3236.1±0.5	Magmatisme dans le Usutu	U-Pb sur Zircon par évaporation	Schoene and Bowring (2010)
<b>Pré Pongola</b>	3223±2	Mise en place des granites du natal spa	U-Pb sur Zircon	Meyer et al. ( 1993)
<b>Pré Pongola</b>	3222±8	Magmatisme dans le sud Ouest du Pongola (Anhalt)	U-Pb SHRIMP	Saha et al. ( 2010)
<b>Pré Pongola</b>	3221.6±0.5	Magmatisme dans le Usutu	U-Pb sur Zircon	Schoene and Bowring (2010)
<b>Pré Pongola</b>	3216±3	Mise en place des granitoïdes dans le complexe d' anciens gneiss ( pongola zwaziland)	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Kröner et al. (1989)
<b>Pré Pongola</b>	3214±20	Cristallisation des gneiss tonalitique du complexe d'ancien gneiss	U-Pb SHRIMP	Kröner et al. (1989)
<b>Pré Pongola</b>	3213±10	Intrusion des granitoïdes dans la ceinture des roches vertes du Dwalile	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Kröner et Tegtmeier (1994)
<b>Pré Pongola</b>	3193±8	Magmatisme dans le sud Ouest du Pongola (Anhalt)	U-Pb SHRIMP	Saha et al. ( 2010)
<b>Pré Pongola</b>	3166±4	Intrusion magmatique des leucogranites dans le complexe d'ancien gneiss	U-Pb SHRIMP	Kröner et al. (1989)
<b>Pré Pongola</b>	3163±3103	Mise en place de granites du Sud Ouest de Pongola	Rb-Sr roche totale isochrone	Allsopp et al. ( 1961)
<b>Pré Pongola</b>	3105±5	Mise en place des granitoïdes du Mliba	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Maphalala and Kröner ( 1993)
<b>Pré Pongola</b>	3100±200	Mise en place des granites et des gneiss	U-Pb sur Zircon	Hegner et al. ( 1994)
<b>Pongola</b>	3093±18	Intrusion du quartz porphyrique dans le Mozaan	U-Pb SHRIMP	Gutmer et al. ( 1999)
<b>Pongola</b>	3090±90	Volcanisme dans le Nsuze	U-Pb sur Zircon ID-TIMS	Burger and Coertze ( 1973)
<b>Pongola</b>	3083±24	Intrusion du quartz porphyrique dans le Mozaan	U-Pb SHRIMP Rb-Sr roche totale isochrone	Gutmer et al. ( 1999) ; Burger and Coertze ( 1973)
<b>Pongola</b>	3005±6	Magmatisme dans le complexe d'ancien gneiss	ID-TIMS	Kröner et al. (1989)



Unités	Dates (Ma)	Evénements	Méthodes	Références
<b>Pongola</b>	2989.8±1.7	Mise en place de la couverture sédimentaire du usushwana	U-Pb sur Zircon ID-TIMS	Olson (2012)
<b>Pongola</b>	2989.2±0.8	Mise en place de la couverture sédimentaire du usushwana	U-Pb sur Zircon ID-TIMS	Olson (2012)
<b>Pongola</b>	2985±1	Volcanisme dans le Nsuze	U-Pb sur Zircon	Hegner et al. ( 1994)
<b>Pongola</b>	2984±2.6	Magmatisme dans le Nsuze	U-Pb sur Zircon	Hegner et al. ( 1994)
<b>Pongola</b>	2977±5	Volcanisme dans le Nsuze	U-Pb sur Zircon	Nhleko et al. ( 2003)
<b>Pongola</b>	2946±18	Intrusion du quartz porphyrique dans le Mozaan	U-Pb SHRIMP	Gutmer et al. ( 1999)
<b>Pongola</b>	2940±22	Magmatisme dans le Nsuze : cristallisation des rhyolites	U-Pb sur Zircon	Hegner et al. ( 1984)
<b>Pongola</b>	2929±5	Cristallisation des gneiss du Nhlangano ( Nsuze)	Pb-Pb sur Zircon	Maphalala and Kröner ( 1993)
<b>Pongola</b>	2883±69	Volcanisme dans le Nsuze	Rb-Sr roche totale isochrone	Hegner et al. ( 1984)
<b>Pongola</b>	2875±40	Formation du complexe de Usushwana	Rb-Sr roche totale isochrone	Layer et al. ( 1988)
<b>Pongola</b>	2871±30	Formation du complexe de Usushwana	Sm-Nd roche totale isochrone	Hegner et al. ( 1984)
<b>Pongola</b>	2863±8	Cristallisation des granites du Godlwayo ( Nsuze)	ID-TIMS	Robb et al. ( 1993)
<b>Pongola</b>	2837±5	Intrusion du quartz porphyrique dans le Mozaan, et mise en place de la couverture sédimentaire	U-Pb SHRIMP	Gutmer et al. ( 1999)
<b>Post Pongola</b>	2824±6	Cristallisation des granites du Mooihoek	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Maphalala and Kröner ( 1993)
<b>Post Pongola</b>	2822±5	Cristallisation des granites du Mhlosheni	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Maphalala and Kröner ( 1993)
<b>Post Pongola</b>	2745±6	Cristallisation des gneiss dans le complexe d'ancien gneiss	U-Pb SHRIMP	Kröner et al. (1989)
<b>Post Pongola</b>	2729.8±0.4	Cristallisation des granites du Hlatikulu	U-Pb sur Zircon	Schoene and Bowring ( 2010)
<b>Post Pongola</b>	2728.9±0.5	Cristallisation des granites du Hlatikulu	U-Pb sur Zircon	Schoene and Bowring ( 2010)
<b>Post Pongola</b>	2723±7	Cristallisation des granites du Sicunusa	Pb-Pb sur Zircon	Maphalala and Kröner ( 1993)
<b>Post Pongola</b>	2722±7	Cristallisation des granites batholite du Hlatikulu	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Maphalala and Kröner ( 1993)
<b>Post Pongola</b>	2722±6	Cristallisation des granites du Kweta	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Maphalala and Kröner ( 1993)

Unités	Dates (Ma)	Evénements	Méthodes	Références
<b>Post Pongola</b>	2722±4	Cristallisation des granites du Ngwempisi	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Maphalala and Kröner ( 1993)
<b>Post Pongola</b>	2714±19	Cristallisation des granites du Spekboom	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Reimold et al. ( 1993)
<b>Post Pongola</b>	2671±3	Cristallisation des granites du Kweta	Pb-Pb sur Zircon par évaporation	Reimold et al. ( 1993); Meyer et al. ( 1993)
<b>Post pongola</b>	2386±58	Magmatisme dans le pongola	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Layer et al. ( 1998)

#### **I.4- Lithostratigraphie du Pongola dans la zone d'étude**

La mine d'Or du Denny Dalton exploitée au cours du dernier siècle (Hicks et al., 2009) est localisée dans le Pongola Supergroup. Cette zone est constituée de



conglomérats intercalés de quartzite et de grès (le Mozaan) et d'une base volcano-sédimentaire (le Nsuze). Les conglomérats et les grès étudiés sont représentés dans les deux colonnes stratigraphiques des figures I.3 et I.4.

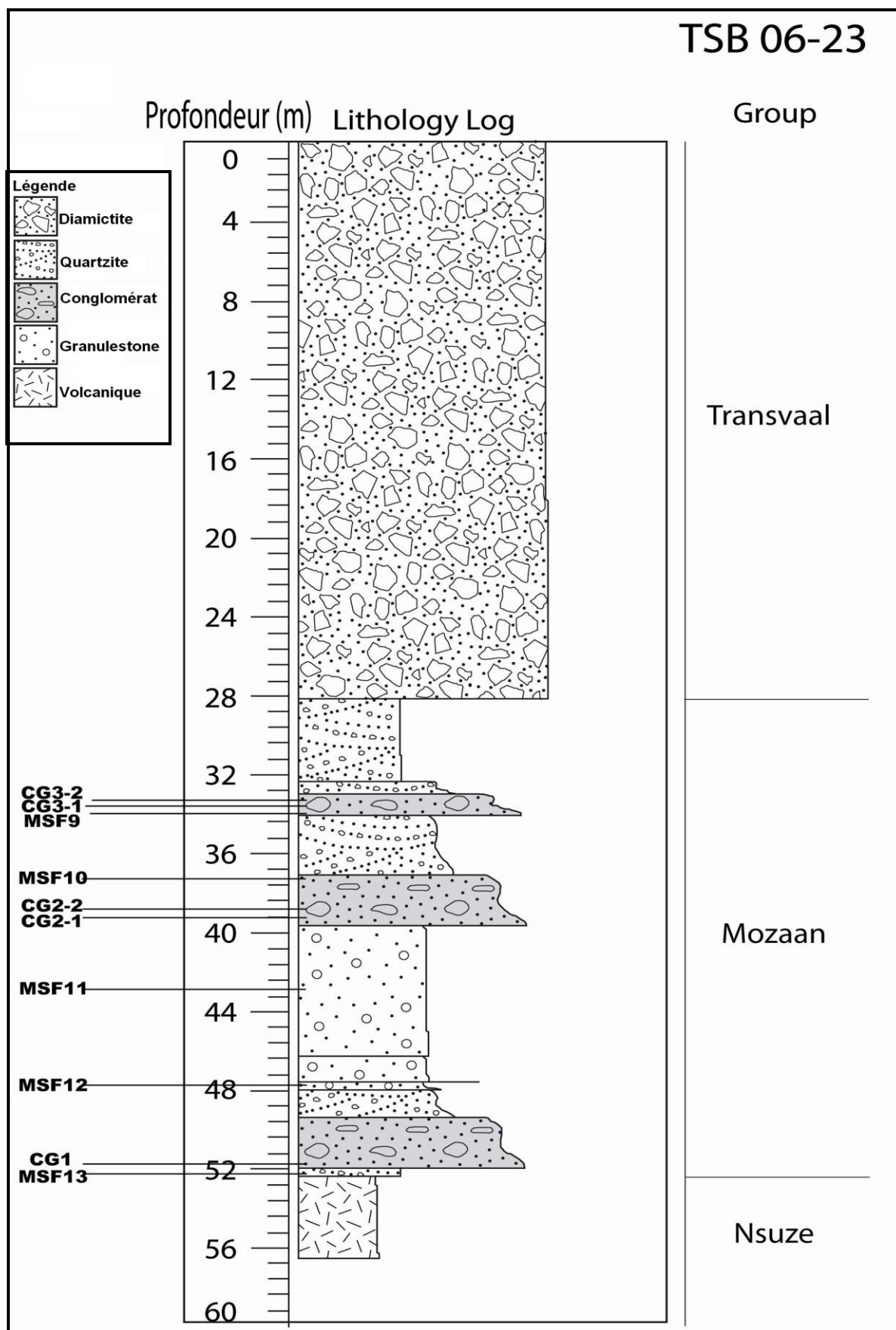


Figure I.3 A: Colonne stratigraphique de la carotte TSB06-23.

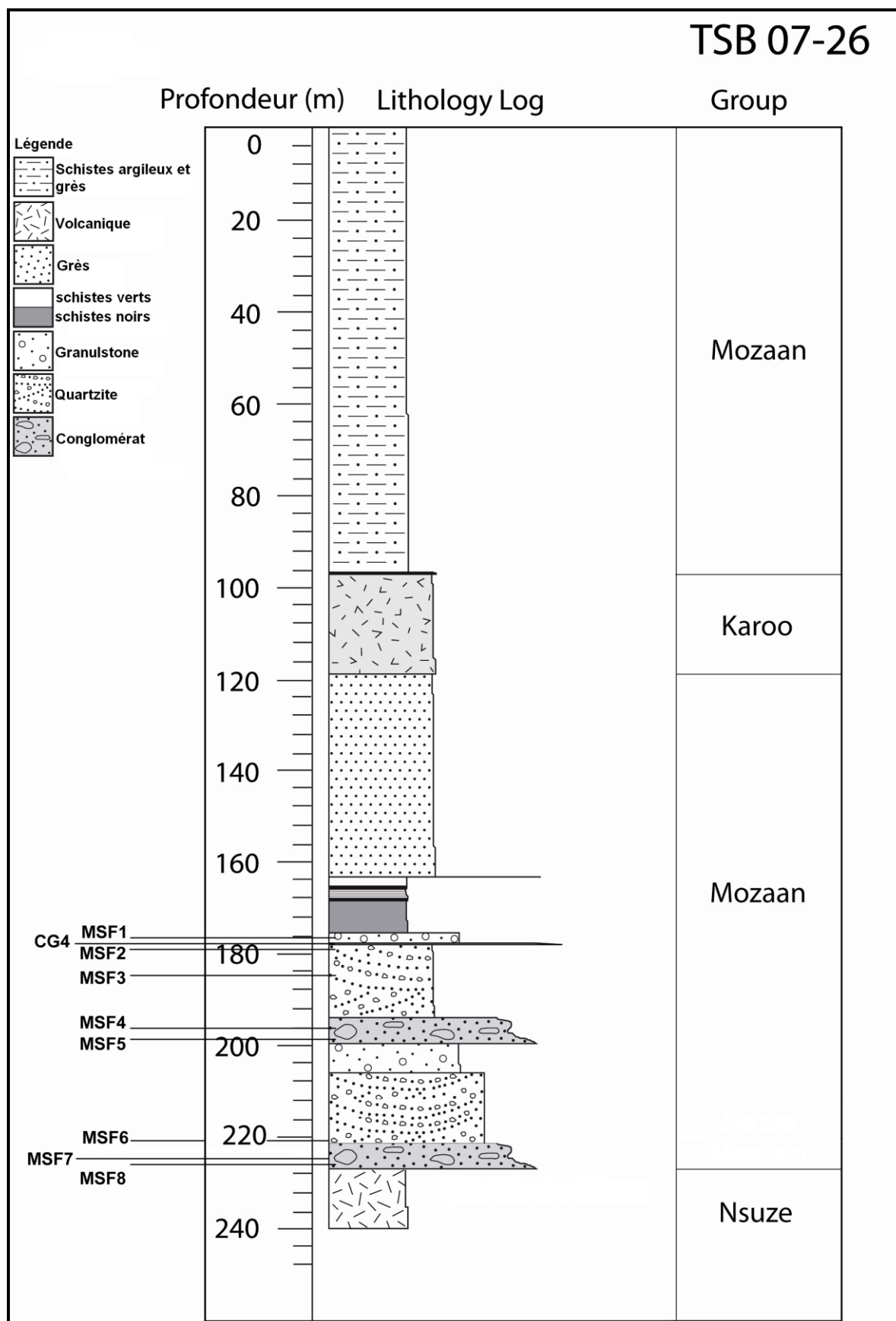


Figure I.3 B: Colonne stratigraphique de la carotte TSB07-26.

### **I.4.1-Le secteur du Nsuze Group**

Le Nsuze Group a été divisé en cinq formations stratigraphiques (Matthews, 1967). La formation Bomvu se compose d'arénite. La formation Nhlebela recouvre la formation Mantonga le long d'un contact franc et se compose de coulées de lave basaltique et de basalte amygdaloidal de composition andésitique (Wilson et Grant, 2006). Les roches volcaniques sont recouvertes par des schistes et grès interstratifiés de la formation Thembeni, qui, à son tour, est recouverte par la formation Chobenî. Cette séquence comprend une succession sédimentaire de quartzites arénites, des grès cimentées par des carbonates, des schistes, des roches volcanoclastiques, et plusieurs horizons de dolomite.

La formation Chobenî est recouverte par la formation Bivane volcanique, qui est similaire à la formation Nhlebela, sauf pour une plus proportion de matière pyroclastique (Wilson et Grant, 2006). La formation Bivane est l'unité supérieure stratigraphique du Nsuze Group (dans le White Mfolozi inlier) qui est recouverte en discordance angulaire par le Mozaan Group.

### **I.4.2- Le secteur du Mozaan Group**

Le Mozaan Group est composé à la base par la formation Mandeva (fig 1.2), qui est corrélable avec la formation Sinqeni plus au nord. Elle se caractérise par deux unités d'arénite quartzite séparées par une unité de schiste et de BIF (figure; Hicks et Hofmann, 2012). L'unité inférieure est caractérisée par des arénites intercalées avec des horizons de grès de conglomérat à galets de quartz riches en minéraux accessoires et de minéraux d'uranium (Saager et al, 1986; Hicks et Hofmann, 2012). Ces unités sont interprétées comme des dépôts fluviaux en tresse (Dix, 1984).

Les arénites sont recouvertes par une succession de schiste de la base au sommet, montrant localement une ondulation, de jaspes et de schistes verts ferrugineux. Le dépôt a eu lieu sur un plateau continental à faible profondeur (Beukes et Cairncross, 1991; Alexander et al., 2008). Le recouvrement des schistes et des BIF par des arénites quartziques se fait en environnement de dépôt de type tidal (Von Brunn et Hobday, 1976; Von Brunn et Mason, 1977; Dix, 1984; Noffke et al, 2008; Hicks et Hofmann, 2012).

La formation Mandeva est recouverte par les schistes de la formation Mpunga. Elle forme l'unité supérieure du Mozaan Group dans la zone d'étude.

L'interstratification des BIF supérieurs du Mozaan Group avec les arénites quartziques et les schistes, indiquent un environnement de dépôt sur un plateau continental pendant les périodes de niveau mer élevés (Gross, 1980; Bekker et al., 2010).



---

# **CHAPITRE II**

## **Méthodologie**

---





L'objectif de ce chapitre est de présenter les différentes techniques d'analyses utilisées pour caractériser les particularités texturales, minéralogiques, chimiques et géochimiques des échantillons étudiés.

Ce chapitre va donc être consacré à la description des méthodes qualitatives et quantitatives qui ont permis la caractérisation des échantillons des carottes **TSB 06-23, TSB 07-26** du Denny Dalton Member et du Low quartz arenite du Mozaan Group du bassin de Pongola. La description sera brève quant il s'agira de méthodes ou d'outils classiques.

## **II.1 Caractérisation microscopique : Analyse pétrographique**

### **1. Microscopie optique**

La microscopie optique par transmission et réflexion est la méthode classique de base en pétrographie. Elle permet de distinguer et reconnaître les minéraux. Six échantillons préalablement observés par Nigel à l'université de Johannesburg en Afrique du Sud et 38 autres échantillons de lames minces (30  $\mu\text{m}$ ), polies au corindon ont été observées au microscope optique en lumière naturelle (LN) , et en lumière polarisée (LP) au laboratoire GEOPS. Cette méthode a permis d'observer les relations texturales entre les minéraux et de caractériser les phénomènes diagénétiques. L'appareil utilisé est un microscope Leica DM750 P couplé à une caméra numérique Leica EC3. Les images numérisées sont ainsi traitées à l'aide du logiciel d'exploitation des images numérisées LAS EZ.

### **2. Microscopie en cathodoluminescence (CL)**

La cathodoluminescence (CL) est l'émission de photons liés au bombardement d'électrons d'énergie importante ( $\sim 20\text{kV}$ ) d'une phase minérale ou organique. Elle peut être liée à des défauts du réseau cristallin ou à la présence d'ion activateur ou inhibiteur. La longueur d'onde et l'intensité de l'émission de cathodoluminescence caractérisent les minéraux bombardés. C'est une méthode non destructrice du matériel analysé.

Un microscope Olympus BX41 équipé d'objectifs (x2,5 ; x5 ; x10) couplé à l'appareil Cathodyne a été utilisé. Ce microscope est équipé d'une caméra

QIMANGING Fast 1394 servant à numériser les images à l'aide du logiciel QCapture Pro. La tension du faisceau était entre 10 et 15kV avec un courant de 180 à 300 $\mu$ A. La capture des images s'est faite avec une exposition au microscope de 5,78 ms et pour un temps d'exposition compris entre 28s et 47s en cathodoluminescence.

Cette analyse a permis de caractériser la nature des carbonates, de distinguer les feldspaths, les surcroissances de quartz mais aussi l'origine du quartz détritique. 22 lames minces polies ont été observées en cathodoluminescence au laboratoire GEOPS à l'Université Paris Sud XI. Des zones ont été sélectionnées sur les lames minces préalablement observées au microscope optique, pour servir d'échelle de référence en cathodoluminescence. Les images ont été destinées principalement à la quantification des surcroissances de quartz et de la dissolution du ciment de quartz.

### **3. Microscopie électronique à balayage (MEB)**

Le MEB consiste en un faisceau d'électrons accélérés qui balaye la surface de l'échantillon qui à son tour produit des émissions d'électrons. Le contact du faisceau sur la surface à analyser engendre des électrons secondaires (SE) et des électrons rétrodiffusés (BSE). Les électrons secondaires permettent d'imager la morphologie de l'échantillon (généralement des morceaux de roche) tandis que les électrons rétrodiffusés permettent d'observer les variations de la composition chimique et donc les relations entre les minéraux (habituellement sur des lames minces).

Le microscope utilisé est un Phillips XL30, connecté à un spectromètre de photons à dispersion d'énergie EDX-PGT Ge (microsonde EDS – Energy

Dispersive Spectroscopy). L'analyse par dispersion d'énergie du rayon X (EDS) permet analyse chimique élémentaire semi-quantitative des minéraux.

Les trente-neuf échantillons de lames minces, sélectionnés à partir des observations au microscope optique, ont été préalablement métallisés par une couche fine de carbone. Les analyses ont été réalisées avec une tension de 15kV, un courant de 1nA et une distance de travail de 10mm. Ces analyses ont été effectuées d'une part à l'Université de Paris Sud XI, Orsay, France et d'autre part à l'Université de Johannesburg en Afrique du Sud.

Cette technique a permis de caractériser la morphologie et la chimie des différentes phases minérales des échantillons. Les images obtenues mettent ainsi en évidence la topographie de l'échantillon et les conditions d'observation (tension d'accélération et grossissement) sont précisées au bas de chaque photo. Des spectres caractéristiques en dispersion d'énergie de quelques phases minérales ont été réalisés afin de préciser les éléments présents en teneurs supérieures au seuil de détection.

#### **4. Spectroscopie RAMAN (Analyse des nanominéralisations)**

Cette étude a été faite au centre SOLEIL SYNCHROTRON sur la ligne SMIS a Saclay. Les échantillons étudiés ont été classés en groupes : conglomérat, grès conglomératique (WM4.2, WM3, HS1, CG2), et chert (PO8-1C et PO11-B), ainsi que les conditions d'analyse pour chaque groupe. Puisque certains échantillons étaient métallisés, il a donc fallu, pour l'analyse au RAMAN, dé-métaliser les échantillons.

Les lames minces ont d'abord été nettoyées à l'alcool (éthanol) à l'aide d'un chiffon en coton, et par la suite rincées à l'eau dé-ionisée.

La spectroscopie Raman a été appliquée pour l'identification, la confirmation de certaines phases minérales, la distinction des polymorphes et la détermination des minéraux riche en U/Th.

La spectroscopie Raman est une spectroscopie moléculaire vibrationnelle, qui consiste à envoyer une lumière monochromatique sur l'échantillon à étudier et à analyser la lumière diffusée par les atomes. L'interaction d'un rayon incident avec l'échantillon provoque des gains ou des pertes d'énergies qui se traduisent par des écarts aux fréquences de vibration actives en Raman et caractérise la molécule considérée. Le spectre Raman obtenu oppose l'intensité de la diffusion et la perte d'énergie exprimée en longueur d'onde ( $\text{cm}^{-1}$ ) par rapport à la radiation source. Les pics correspondent au mode de vibration de l'élément analysé.

Ainsi la spectroscopie Raman est une technique d'analyse ponctuelle non destructive qui permet de déterminer avec précision les différents minéraux analysés. Les paramètres des analyses ont été modifiés au cours des analyses selon le type d'analyse (ponctuelle, carré/rectangle et ligne). Nous avons aussi réalisé des cartographies au Raman afin d'obtenir des informations sur la distribution de certains éléments chimiques (zonations chimiques).

Généralement le temps d'acquisition des cartographies est fonction de la taille des pixels ; plus les pixels sont petits plus le temps d'analyse est important. Chaque lame mince analysée était placée et orientée sur une platine d'un microscope BHSM Olympus équipé d'objectifs x10, x50 et x80 couplé à un système de microscope Raman Renishaw1000, qui comprend également un monochromateur, un système de filtre et un dispositif à couplage de charge . Les paramètres analytiques utilisés pour cette analyse sont présentés dans l'annexe 2 A.

## II.2 Analyses chimiques et géochimiques : analyses multi-élémentaires

### 1. Microsonde électronique

Les analyses ponctuelles, quantitatives des éléments traces et majeurs des zones identifiées lors des analyses au MEB ont été effectuées au laboratoire CAMPARIS de l'Université Paris VI sur les sondes électroniques CAMECA SX50 et SX100. Les procédures analytiques et de traitement de signaux sont usuellement ceux utilisés au centre CAMPARIS (20 kV de tension d'accélération, 40 à 100 nA d'intensité du courant et le temps de comptage était fonction de l'élément à analyser).

La microsonde CAMECA SX50 est équipée d'un spectromètre en dispersion de longueur d'onde (WDS) couplé à un spectromètre en dispersion d'énergie (EDS). Elle a permis de doser les éléments majeurs sur les sulfures et les oxydes. Cependant, la microsonde CAMECA SX100 est équipée de spectromètres en dispersion de longueur d'onde (WDS). Elle a permis de doser les éléments en trace ainsi que les éléments majeurs des phosphates et des Eléments des Terres Rares.

Les éléments analysés pour les sulfures étaient S, Fe, Pb, U, Th, As, Ni, Zn et Si ; pour le rutil Ti, Fe, Mg, Al, Si, K, Mn, U, Th et P et pour les phosphates P, Ca, La, Ce, Pr, Nd, Sn, Si, Zr, S, Fe, Pb, Th, Gd et Y. Les limites de détection sont comprises entre 0,005-0,01wt.%, et le temps de comptage par point est de 150 s pour S, Fe, As, Ni, Zn et Si, 225s pour Pb et 300s pour l'U et Th. Les temps de comptage pour le rutil sont de 225 s pour tous les éléments sauf pour l'U et Th dont les temps de comptage ont été ramenés à 300s. Le temps de comptage dans l'analyse des phosphates est de 150s pour, Ca, La, Ce, Pr, Nd, Sn, Si, Zr, S, Fe, 225s pour P, Pb, Gd, 300s pour Th, U, et Y.

De plus, dans l'échantillon CG2 (WM4.CG2), les phosphates sont assez nombreux (30%). De ce fait, une étude approfondie de la quantification des teneurs en U-Th-Pb a été réalisée. Ces analyses ponctuelles sur les phosphates ont été réalisées pendant 3 jours suivant un programme d'analyse des phosphates de Terres Rares (M.L. William et al. (2011)). Avec un total de 100 grains de monazite analysés, la configuration analytique suivante a été utilisée: microsonde CAMECA SX100 à 15 keV de tension et 20nA d'intensité pour les éléments P, Ca, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Si, Zr, S, Fe. Pour les éléments tels que U, Pb, Th, Gd, Y la tension était de 25keV et 299 nA d'intensité. Les limites de détection sont de 0,005 wt.%. Aussi, des cartographies élémentaires de résolution comprise entre 3 et 5  $\mu\text{m}/\text{pixel}$  pour observer la répartition des éléments dans les monazites du même échantillon ont été réalisées à partir d'une microsonde CAMECA SX100 à l'Université de Johannesburg en Afrique du Sud.

Les conditions d'analyse étaient de 20 kV de tension, de 40 à 100 nA d'intensité, et 250 à 500 ms de temps de comptage par point.

## **2. Spectrométrie de masse ICP-MS (dosage des éléments traces et majeurs)**

La spectrométrie de masse est une technique instrumentale d'analyse reposant sur la séparation, l'identification et la quantification des éléments constitutifs d'un échantillon en fonction de leur masse atomique, de leur charge électrique et de leur vitesse. Elle est basée sur le couplage d'une torche à plasma d'argon dont la température avoisine les 10000°K, générant des ions et d'un spectromètre de masse quadripolaire qui sépare ces ions en masse. Ces analyses

ont été réalisées sur des fractions de poudre de roche. 14 fines poudres de roches ont été obtenues après broyage dans un mortier en agate au laboratoire GEOPS de l'Université de Paris Sud XI.

Les analyses ont été effectuées au service d'analyse des roches et des minéraux (SARM) du centre de recherches pétrographiques et géochimiques (CRPG) de Nancy.

La chimie du Soufre et du Fer, ont été faite par dosage potentiométrique avec des limites de détections respectivement de 0,05% et 0,01% pour le Fe et le S. cette méthode analytique quantitative consiste à mesurer l'absorbance ou la densité optique d'une substance donnée, généralement en solution.







---

# **CHAPITRE 3**

## **Pétrographie des conglomérats et des grès du Mozaan Groupe**

---



Ce chapitre présente la pétrographie des formations sédimentaires du Mozaan Group. De plus, les principales données acquises sur les processus diagénétiques mentionnées sont décrites plus en détail dans le chapitre minéralogie (chapitre 4).

Les faciès sédimentaires du Mozaan Group ont été attribués à des dépôts en système fluvial avec des conglomérats à la base, puis des grès conglomératiques, des grès, des silts et des shales. Les faciès pétrographiques ont été déterminés selon les paramètres suivants : la minéralogie (détritique et diagénétique), la granulométrie, le tri, le type de porosité, la silification, la dissolution du quartz intergranulaire (la compaction chimique). Au sein d'un même faciès, la granulométrie et le tri peuvent varier, avec une diagenèse comparable. Un faciès pétrographique a été attribué à chaque échantillon des carottes TSB06-23 et TSB07-26 (45 lames minces) afin de distinguer des ensembles sédimentaires et diagénétiques au sein du Denny Dalton dans le Mozaan Group. Les proportions minérales et une partie de la porosité ont été déterminées par analyse d'images sur lames minces à partir du logiciel JMicroVision 1.2.7.

Les principaux faciès pétrographiques échantillonnés dans cette étude sont :

- 1) grès fins plus ou moins riches en matrice argileuse et quelque fois micacées
- 2) grès fins très silicifiés et
- (3) conglomérats.

Les faciès conglomératiques sont notés CG1<sub>1</sub>, CG2a<sub>1</sub>, CG2b<sub>1</sub> et CG3<sub>1</sub> pour la carotte TSB06-23 et CG1<sub>2</sub>, CG2<sub>2</sub>, CG3<sub>2</sub>, et CG4<sub>2</sub> pour la carotte TSB07-26. Les structures sédimentaires les plus courantes sont les granoclassements et les stratifications planes.

## **Pétrographie des conglomérats et des grès du Mozaan Groupe**

### **III.1: Description des faciès pétrographiques du forage TSB06-23**

#### **III.1.1-Faciès 1: Grès fin à matrice illitique et ciment de chlorite (MSF 13)**

Ce faciès est situé au dessus de la discordance angulaire entre les formations volcaniques du Nzuze Group et les conglomérats inférieurs du Mozaan Group à 52,75 m de profondeur et est riche en quartz (97,3% de SiO<sub>2</sub> en roche totale). Les grains de quartz ont une taille pouvant être millimétrique. Les contacts entre les grains sont rares et restent plans lorsqu'ils existent. Quelques plaquettes de muscovite sont présentes. La dissolution des grains de quartz est très faible. Quelques filonnets de quartz avec de l'oxyde de fer et quelques stylolites sont présents.

La base de l'échantillon est très argileuse, la granulométrie est fine et le tri est très mauvais.

La partie proche du conglomérat est la plus riche en grains de pyrite et oxyde de fer. La granulométrie est moyenne et le tri est mauvais. Dans cette partie la dissolution intergranulaire est forte, et les contacts sont concavo-convexes à suturés. Certains grains de pyrite contiennent du quartz et de la chlorite dans les zones de dissolution.

La silicification est importante et les grains détritiques de quartz ont généralement des surcroissances (Figure 3.1 A). La partie la plus proche du

conglomérat est la plus silicifiée. Le ciment est parfois chloritisé (Figure 3.1 B). L'illite représente 65% dans la matrice argileuse.

### **III.1.2-Faciès 2: Conglomérat à galets de quartz (CG1)**

Ce faciès situé entre 52m et 52,5m de profondeur est composé de grains détritiques de quartz avec une matrice gréseuse représentant près de 20% du volume total de la roche. Le ciment est essentiellement siliceux et argileux. Les grains de quartz ont une taille pouvant être centimétrique. Le tri est mauvais.

Les grains détritiques de pyrite (20µm à 1cm) sont assez abondants et représentent près de 80% dans les minéraux lourds (Figure 3.1 C). Disséminés dans la matrice de la roche, des minéraux accessoires tels que monazite, zircon, rutile et d'autres sulfures (chalcopyrite, galène, arsénopyrite) sont observés.

Les grains détritiques de pyrite ont parfois des liserés de quartz.

La porosité mesurée par le logiciel JMicroVision 1.2.7 est faible, elle est de l'ordre de 2 à 5%. Toutefois les pores de dissolution des grains détritiques de pyrite sont remplis par le quartz et la chlorite ferromagnésienne.

Une seconde génération des cristaux de pyrite euhédraux est présente dans la matrice (Figure 3.1 D). La dissolution de quartz intergranulaire est faible, elle s'exprime par des contacts concavo-convexes à plans. Localement des clastes millimétriques altérés sont observés (composés principalement de débris de quartz d'origine magmatique ou volcanique et de feldspaths).

### **III.3.3-Faciès 3: Grès très silicifié à tapissage illitique, dissolution de quartz importante, riche en cristaux de pyrite et oxyde de fer. (MSF12)**

Ce faciès est observé dans la partie gréseuse située entre 47,52 m et 47,69 m de profondeur. Ce grès est très riche en quartz (SiO<sub>2</sub> en roche totale de 90%) avec

tapissage argileux (Figure 3.1 E). Le ciment est essentiellement siliceux, argileux et quelques fois un oxyde de fer forme un ciment entre les grains de quartz. Les grains de quartz, dont la taille peut atteindre 1mm, ont généralement des surcroissances de quartz. La granulométrie est fine à très grossière et le tri est moyen. La dissolution du quartz intergranulaire est importante, elle se manifeste par la présence des contacts concavo-convexes et parfois suturés. L'espace intergranulaire est illitique.

Les figures de compaction sont présentes par quelques contacts suturés entre les grains détritiques de quartz.

Ce faciès est riche en grains détritiques de pyrite et de cristaux authigènes de pyrite. Des cristallisations d'oxyde de fer sont observées en microfilonnets dans la pyrite et en forme d'auréoles autour des cristaux de pyrite authigènes. Les grains détritiques de pyrite sont associés à des minéraux accessoires tels que les oxydes de titane, le xénotime, monazite et le zircon.

Quelques filonnets de quartz et de pyrite sont présents. Les filonnets de quartz sont généralement remplis par la chalcoppyrite et le quartz. En outre, les filonnets de pyrite sont remplis par l'oxyde de fer et la chalcoppyrite (Figure 3.1 F).

#### **III.3.4-Faciès 4 : Grès fin argileux plus ou moins micacé (MSF 11)**

Ce faciès est observé entre 43,05 m et 43,2 m de profondeur. Ce grès est très riche en quartz ( $\text{SiO}_2$  de 90% en roche totale). Les grains détritiques de quartz, dont la taille peut atteindre quelques millimètres, ne sont pas jointifs dans une matrice argileuse (Figure 3.2 A). Cette matrice peut être associée à quelques muscovites et de chlorite. Quelques fragments de clastes et de quartz polycristallin millimétriques sont présents. Le tri est moyen à mauvais.



Les grains détritiques de quartz présentent très peu de surcroissances. La dissolution du quartz est très faible. Les contacts entre les grains sont assez rares, mais sont plans lorsqu'ils sont présents.

Ce faciès a la particularité d'être riche en minéraux lourds comme le xénotime, le zircon, la monazite, l'apatite et l'oxyde de titane (Figure 3.2 B). Des filonnets sont généralement remplis par le quartz et l'oxyde de fer.

### **III.3.5-Faciès 5: Grès conglomératique lité très riche en minéraux accessoires (CG2)**

Ce faciès apparaît à la base du conglomérat CG2 à 39,5 m de profondeur. Ce grès conglomératique (CG2<sub>1a</sub>) à texture rubanée ou litée est composé d'une succession de bancs de quartz intercalés avec des bancs de minéraux accessoires (généralement opaques sur lame mince) (Figure 3.2 C). La matrice est siliceuse, associée parfois à des lamelles de muscovite (Figure 3.2 D).

Les lits de grains détritiques de quartz sont très silicifiés avec des tailles variant de 1cm à 3cm et sont généralement deux à trois fois plus épais que les bancs des minéraux accessoires. La minéralogie dans ces bancs de quartz est composée majoritairement par le quartz à 95% et l'argile à 3%. Le tri est moyen. Certains grains de quartz dont la taille peut atteindre 2cm, ont des surcroissances de quartz. La dissolution du quartz intergranulaire est moyenne à forte, elle se manifeste par des contacts concavo-convexes et suturés.

Les lits de minéraux accessoires (opaques) ont une épaisseur de 0,3cm à 1cm. La granulométrie est moyenne et le tri est mauvais. Les grains de pyrite et d'autres sulfures (sphalérite, chalcopryrite, pyrrhotite, galène etc.) occupent 50% du volume des lits. Ils sont associés dans la matrice à des minéraux tels que la

monazite et d'autres minéraux accessoires tels que rutil, leucoxène, zircon, apatite, brannerite, xénotime et des phosphates d'aluminium hydratés entre florencite (ETR) et crandallite (Ca) (Figure 3.2 E).

Les grains détritiques de pyrite sont abondants (environ 10% de la roche totale) et une seconde génération de pyrite en cube occupe la porosité intergranulaire, ainsi qu'une troisième génération de pyrite présente dans les filonnets de quartz.

### **III.3.6-Faciès 6: Conglomérat granoclassé à galets de quartz et à ciment de pyrite (MSF10)**

Ce faciès est situé au sommet du conglomérat 2 (CG2) à 39,2 m de profondeur. Il s'agit d'un conglomérat (CG2<sub>1b</sub>) à galets de quartz (94% de SiO<sub>2</sub> en roche totale). Les grains détritiques de quartz ont une taille variant entre 500µm et 3cm. La chlorite, la muscovite, des argiles (probablement illite) sont présentes entre les grains détritiques de quartz (Figure 3.2 F). Le tri est moyen à mauvais.

On observe une évolution grano-décroissante de la base vers le sommet des échantillons.

Des feldspaths potassiques partiellement dissous ainsi que des grains et des cristaux de pyrite, des grains d'oxyde de titane et de monazite sont observés dans la matrice de la roche (Figure 3.2 G). Deux grains de quartz polycristallin (0.5mm – 1cm) sont observés à la base de l'échantillon. La dissolution de quartz intergranulaire est faible à moyenne, elle se traduit par des contacts concavo-convexes et quelques contacts suturés.

La sillicification est importante, les grains détritiques de quartz ont généralement des surcroissances de quartz.

### **III.3.7-Faciès 7: Conglomérat avec des lits riches en minéraux lourds (WM3.1 et MSF9)**

Ce faciès conglomératique est situé à 33,75 m de profondeur dans le conglomérat 3 (CG3<sub>1</sub>). Composé du quartz à (80% SiO<sub>2</sub> en roche totale), il contient des lits de minéraux lourds (Figure 3.3 A).

Les lits à grains détritiques de quartz ont une épaisseur variable de 0,4cm à 1,8 cm et sont deux fois plus épais que les bancs des minéraux accessoires. La matrice est généralement siliceuse et est associée aux argiles et à l'oxyde de fer à la base de l'échantillon (Figure 3.3 B).

Le tri est moyen à mauvais. Les grains de quartz peuvent atteindre 3cm et ont généralement des surcroissances de quartz. Comme dans le faciès CG2<sub>1</sub>, la dissolution du quartz intergranulaire est moyenne à forte, elle se manifeste par des contacts concavo-convexes et parfois suturés. Des fragments de roche sont observés localement.

La minéralogie des lits à minéraux accessoires est composée essentiellement de pyrite et aussi des minéraux lourds tels que monazite, zircon, apatite, rutile (Figure 3.3 C).

## Faciès 1

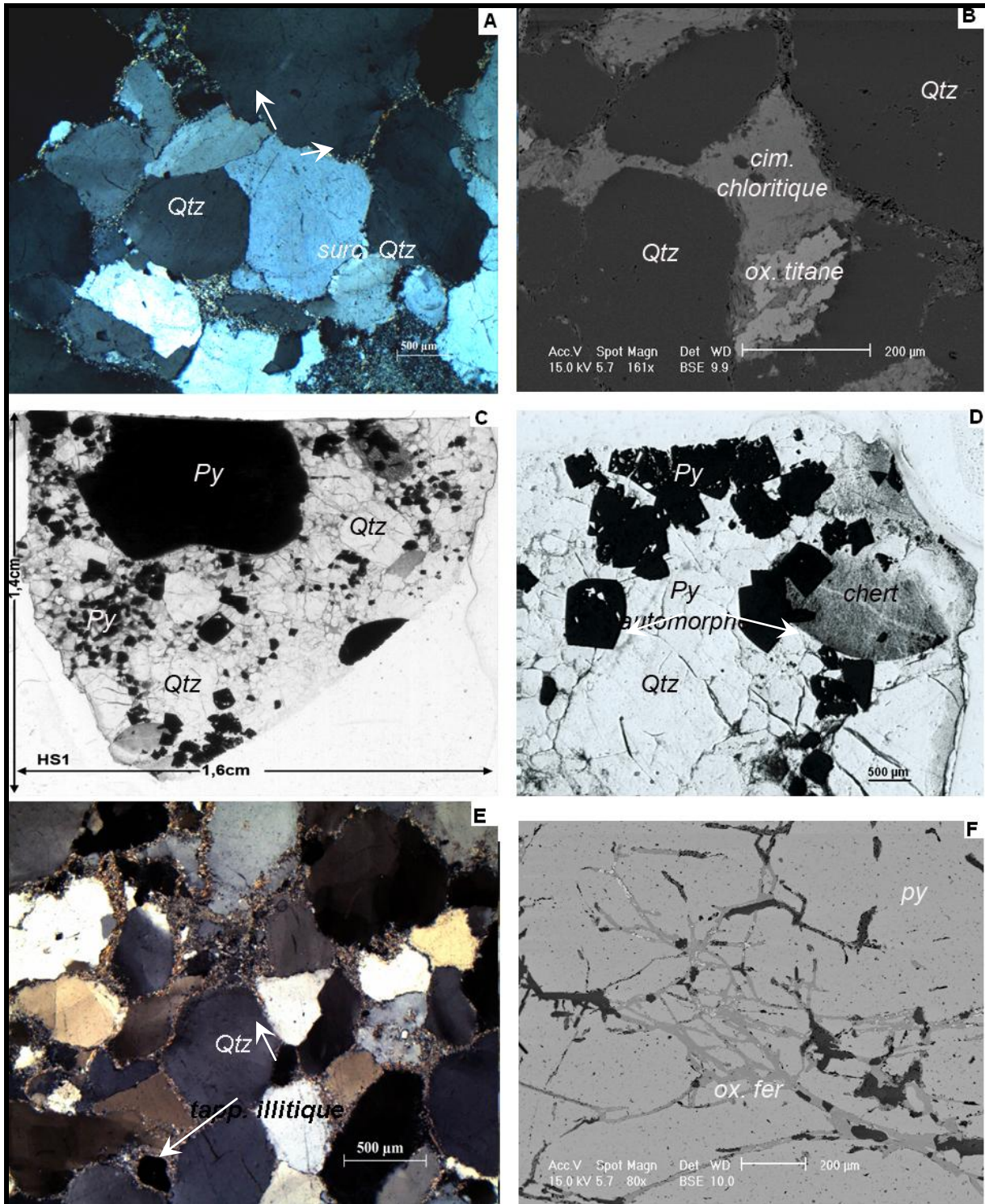


Figure III.1: Les faciès pétrographiques 1, 2 et 3. A) Grès à granulométrie hétérogène avec des surcroissances de quartz (LN) échantillon MSF13, B) ciment de chlorite entre grains détritiques de quartz (MEB-BSE), C) conglomérat avec un grain subarrondi centimétrique de pyrite (scan de lame mince), échantillon CG1, D) cristaux de pyrite automorphe (LN), E) grès à granulométrie homogène et à

tapissage illitique, échantillon MSF12 (LN), F) oxyde de fer en microfilonnets dans une pyrite automorphe (MEB-BSE).

(Qtz: quartz; Py: pyrite; surc. Quartz : surcroissance de quartz ; cim. Chloritique: ciment chloritique; Tap.illique : tapissage illitique; ox. fer : oxyde de fer.



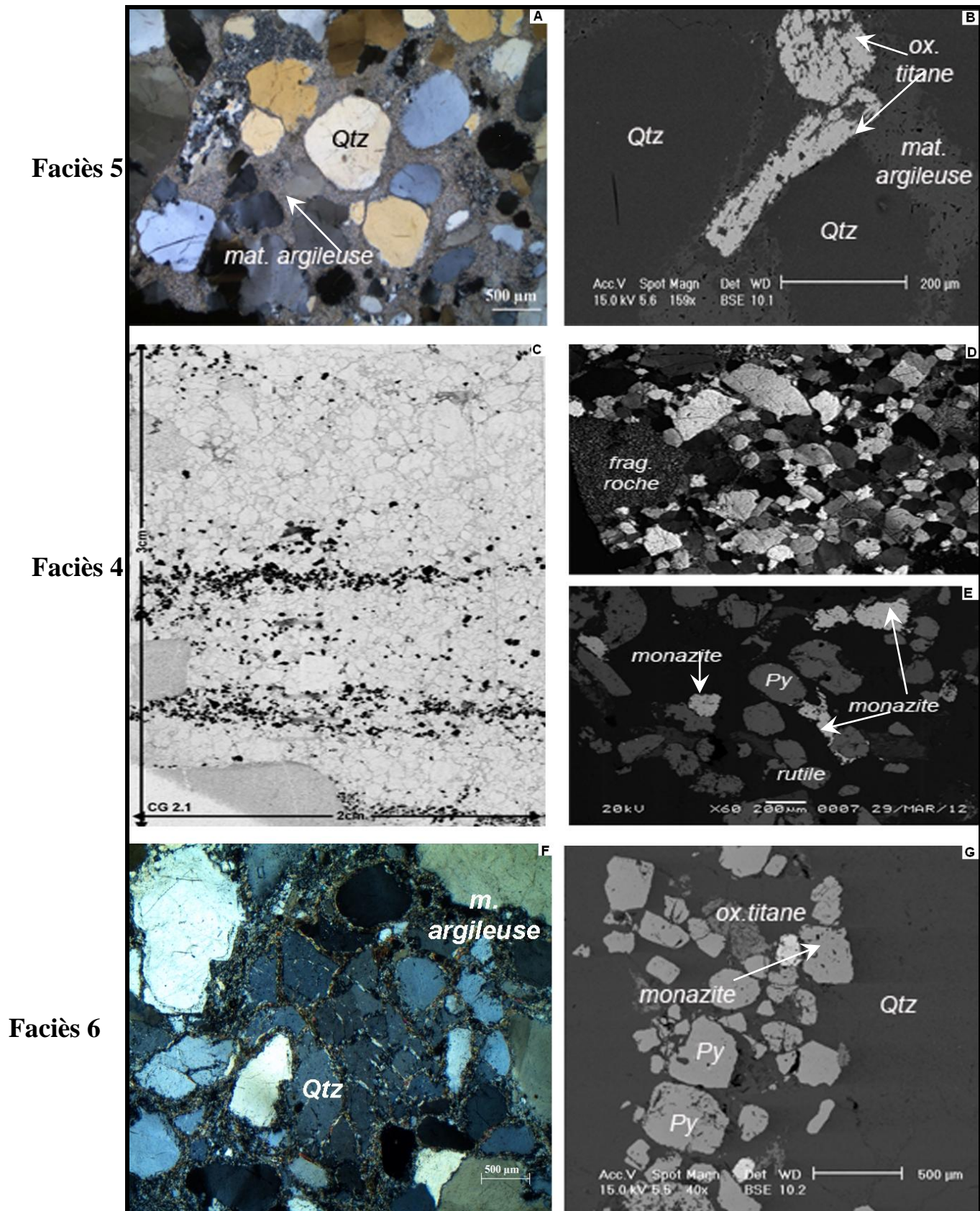


Figure III.2: Les faciès pétrographiques 4, 5 et 6. A) grès avec des grains de quartz homogènes sans contact entre eux dans une matrice argileuse (LN), échantillon

MSF11, B) Oxydes de titane dans un lit à minéraux lourds (MEB-BSE), C) grès conglomératique à granulométrie homogène (scan de la lame mince) avec des lits de minéraux lourds, échantillon CG2, D) contacts plans et suturés entre grains de quartz dans la roche (LT), E) lit de minéraux lourds (monazite, pyrite, rutile) (MEB-BSE), F) grès à granulométrie subarrondie hétérogène, (LN), échantillon MSF10, G) lit de minéraux lourds (monazite, pyrite, oxyde de titane) (MEB-BSE)

(Qtz: quartz ; mat.argileuse : matrice argileuse ; ox. titane : oxyde de titane; Py: pyrite.

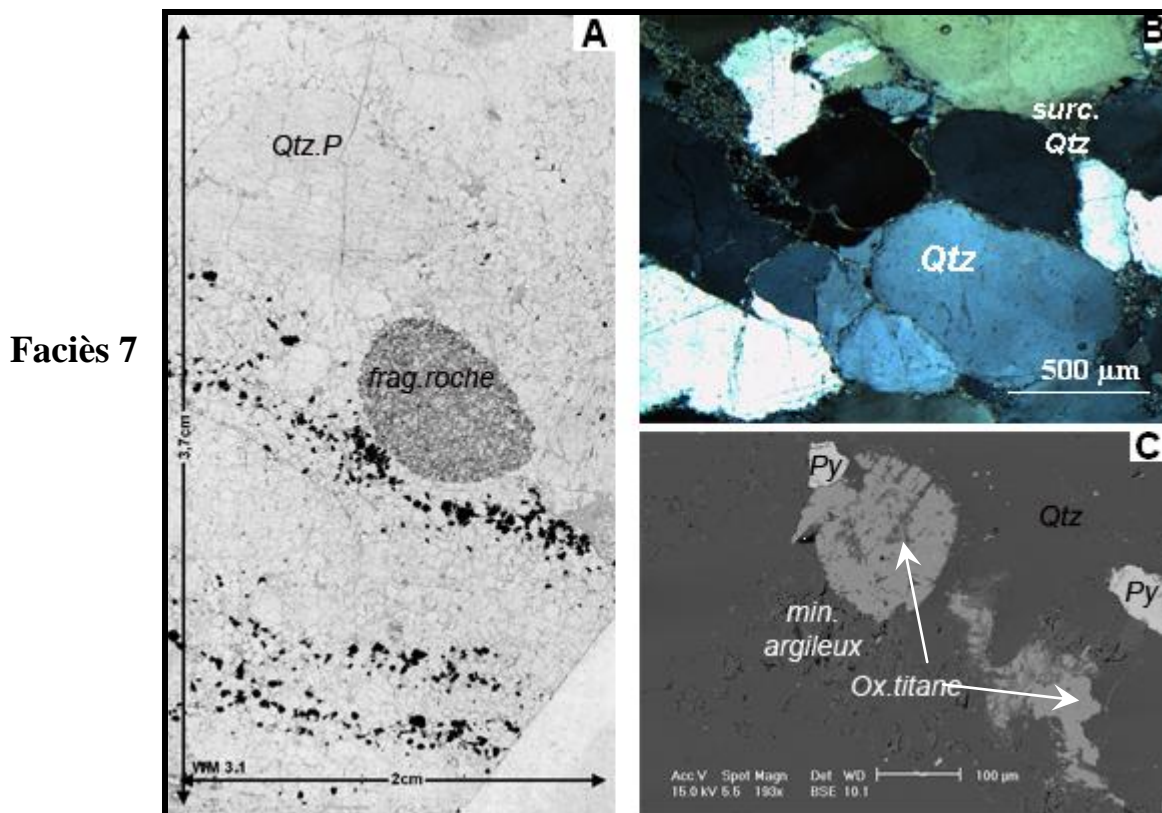


Figure III.3: faciès pétrographique 7. A) conglomérat à grains de quartz avec des lits de minéraux lourds et un galet de roche (scan de la lame mince WM3.1), B) contacts suturés et plans entre les grains, échantillon MSF9, C) minéraux lourds dans la matrice (MEB-BSE).

(Qtz p: quartz polycristallin; frag. roche : fragment de roche riche en quartz et feldspath potassique ; surc. quartz : surcroissance de quartz ; ox. titane : oxyde de titane ; Py: pyrite.

## **III.2 Description des faciès pétrographique du forage TSB07-26**

### **III.2.1-Faciès 1: Conglomérat granoclassé à galets de quartz (MSF8)**

Ce faciès conglomératique riche en galets de quartz, en particulier polycristallins, est situé dans le niveau 1 (CG1<sub>2</sub>) entre 226,78 m et 226,97 m de profondeur au contact en discordance avec les formations volcaniques du Nzuse Group. Dans ce faciès, les grains détritiques de quartz peuvent atteindre 3 cm. La matrice est généralement gréseuse et argileuse (Figure 3.4 A). Le tri est moyen à mauvais. Les contacts entre les grains sont plans à concavo-convexes. Le granoclassement des grains de quartz s'observe localement de la base vers le sommet de l'échantillon.

Des grains détritiques de pyrite sont présents. Ce faciès contient localement des fragments de roche, et des minéraux accessoires (zircon, chromite, oxyde de titane, monazite) qui sont disséminés dans la matrice (Figure 3.4 B). Des micro-filonnets de quartz contiennent de la pyrite et de l'oxyde de fer.

### **III.2.2-Faciès 2: Grès fin silicifié à lits discontinus de pyrite et d'argile (MSF7)**

Ce faciès est situé entre 222,65m et 222,8m de profondeur. Il s'agit d'un grès majoritairement riche en quartz et fortement silicifié (SiO<sub>2</sub> en roche totale de 89%) (Figure 3.4 C). La matrice est essentiellement siliceuse et parfois argileuse. Quelques lamelles de muscovite sont observées entre les grains détritiques de quartz.



Des lits discontinus composés majoritairement de grains détritiques et des cristaux authigènes de pyrite et des minéraux accessoires tels que chromite, oxyde de titane, zircon, monazite et d'argile sont présents dans ce grès (Figure 3.4 D).

Dans la zone des lits discontinus, la granulométrie des grains est fine à moyenne et le tri est mauvais. La dissolution du quartz intergranulaire est faible, elle s'exprime par des contacts concavo-convexes à plans. Des auréoles discontinues de quartz cristallisent autour de certains grains détritiques de pyrite. Des fragments de roches composés essentiellement de feldspaths potassiques sont observés dans la matrice de la roche.

Le reste de l'échantillon ( la zone de l'échantillon en dehors des grains de pyrite) est très silicifié. Les grains détritiques de quartz présentent généralement des surcroissances de quartz. La granulométrie est moyenne et le tri est bon. Par ailleurs la dissolution de quartz intergranulaire est très forte, s'exprimant par certains contacts suturés observés.

### **III.2.3-Faciès 3: Grès fin silicifié à matrice argileuse et micacée (MSF6)**

Ce faciès est situé entre 222,9 m et 223,11 m de profondeur. Il s'agit d'un grès riche en quartz ( $\text{SiO}_2$  de 96% en roche totale). La matrice est argileuse et micacée (Figure 3.4 E). Il a la particularité d'être à la base gréseux et au sommet présente les caractéristiques d'un conglomérat.

La silicification est importante dans la partie gréseuse avec une granulométrie fine et un tri moyen. La porosité intergranulaire est occupée par des grains de pyrite, la chlorite et des argiles. Quelques filonnets sont remplis par la pyrite et par le quartz.

Le sommet de l'échantillon plus ou moins conglomératique est composé des grains de quartz (pouvant atteindre 1 cm). Entre les grains détritiques de quartz se trouvent des grains détritiques de pyrite et des minéraux argileux. Cette partie est particulièrement riche en carbonate (sidérite magnésienne). (Figure 3.4 F).

#### **III.2.4-Faciès 4: Conglomérat à galets de quartz à matrice pyritisée (MSF5)**

Ce faciès conglomératique est compris entre 198,56 m et 198,74 m de profondeur dans le conglomérat 2 (CG<sub>2</sub>). Il est principalement caractérisé par la pyrite majoritairement présente dans la matrice à 30 %. La matrice est gréseuse, argileuse parfois micacée (muscovite) (Figure 3.5 A). Les grains de quartz peuvent atteindre jusqu'à 2 cm et ont des contacts concavo-convexes à plans. La granulométrie est moyenne et le tri est moyen à mauvais.

Les argiles matricielles ainsi que les cristaux de pyrite occupent la porosité intergranulaire.

Des minéraux accessoires (oxyde de titane, zircon, chromite et monazite) sont observés dans la matrice (Figure 3.5 B). Certaines pyrites détritiques présentent des liserés de quartz discontinus qui cristallisent autour d'elles. Des clastes enrobés d'argile et des micros stylolites sont localement observés.

#### **III.2.5-Faciès 5: Conglomérat lité silicifié (MSF4)**

Ce faciès, majoritairement représenté dans l'échantillon étudié, apparaît à 195,35m de profondeur (CG<sub>3</sub>). Il s'agit d'un conglomérat à grains de quartz avec des lits discontinus de grains de pyrite associés à des minéraux accessoires (Figure 3.5 C). La taille des lits de quartz est assez variable entre 500µm et

1,5cm. La matrice est gréseuse, parfois argileuse et micacée. Les grains détritiques de quartz ont une taille pouvant atteindre 2cm, et sont bien triés.

Dans les lits de quartz, certains grains sont enveloppés par un voile argileux (tapissage de l'illite). Les contacts entre ces grains sont plans et présentent de nombreuses surcroissances de quartz. Quelques filonnets sont présents et sont remplis par le quartz et des APS.

Les lits de minéraux accessoires contiennent des argiles. Ces minéraux accessoires sont essentiellement de la pyrite détritique et d'autres minéraux tels que monazite, chromite, zircon, oxyde de titane (Figure 3.5 D). Une seconde génération de pyrite cubique est observée. Des stylolites sont observés localement.

### **III.2.6-Faciès 6: Grès à matrice argileuse plus ou moins riche en carbonate (MSF3)**

Ce faciès fortement silicifié (teneur en SiO<sub>2</sub> de 95%) est observé entre 183,78m et 183,94 m de profondeur. La taille des grains de quartz varie entre 10µm et 1mm avec une matrice argileuse avec une variation de granulométrie (Figure 3.5 E). Cette matrice peut être associée à des ciments de sidérite magnésienne. La granulométrie est fine à moyenne, le tri est moyen.

La dissolution de quartz intergranulaire est moyenne à forte, elle s'exprime par des contacts concavo-convexes à suturés.

La porosité de dissolution des grains détritiques de pyrite et des filonets de quartz est remplie par la pyrite, le quartz et des APS. De plus, à la base de l'échantillon des micro-stylolites sont observés.

Des feldspaths potassiques partiellement dissous et plusieurs grains de quartzite sous forme de grains détritiques arrondis à subarrondis sont observés (Figure 3.5 F).

Ce faciès a la particularité d'être riche en minéraux accessoires tels que zircon, monazite, chromite, oxyde de titane, xénotime et d'autres sulfures (chalcopryrite, galène et arsénopyrite).

### **III.2.7-Faciès 7: Conglomérat à grains de quartz riche en minéraux accessoires (MSF2 et CG4)**

Le quatrième faciès conglomératique CG4 s'observe entre 178,31m et 178,51m de profondeur. Il est composé essentiellement de grains de quartz (teneur en SiO<sub>2</sub> de 88%) dont la taille est centimétrique. La matrice qui représente environ 20% de la roche est essentiellement gréseuse parfois argileuse (Figure 3.6A). Ce faciès a la particularité d'être riche en minéraux lourds, des grains de pyrite détritiques (monazite, zircon, chromite et oxyde de titane) sont observés. Une seconde génération de pyrite en cube est présente.

La granulométrie et le tri sont moyens. Les contacts entre les grains sont concavo-convexes à plans.

Certains grains détritiques de pyrite ont des liserés discontinus de cristallisation de quartz, de coffinite autour de ces grains de pyrite (Figure 3.6 B). La silicification est forte, elle est marquée par des surcroissances de quartz autour des grains de quartz. il sont observés en cathodoluminescence des auréoles d'irradiation alpha autour des grains détritiques de pyrite.

Des filonnets de quartz ainsi que quelques stylolites sont observés à la base de ce faciès.

### **III.2.8-Faciès 8: conglomérat très silicifié à matrice partiellement micacé à lits de pyrite discontinus (MSF1)**

Ce faciès riche en silice (teneur en SiO<sub>2</sub> de 94% en roche totale) est observé entre 177,55m et 177,75m de profondeur. Les grains détritiques de quartz ont des tailles variables pouvant atteindre 500 µm. La matrice qui occupe la porosité intergranulaire est essentiellement gréseuse, parfois argileuse (Figure 3.6 C).

La granulométrie est fine à moyenne tandis que le tri est moyen à bon. Ce faciès est très silicifié et les grains de quartz présentent généralement des surcroissances de quartz. La dissolution intergranulaire est forte. Les contacts entre les grains de quartz sont concavo-convexes à suturés.

Des minéraux lourds s'intercalent dans la matrice de la roche. Quelques filonnets de quartz, et des grains détritiques de quartz polycristallins sont observés ainsi que des clastes de roches riches en feldspath potassique. Ces filonnets sont remplis par l'oxyde de fer et le quartz.

Les figures de compaction sont dominées non seulement par les contacts suturés entre les grains de quartz mais aussi par la présence de quelques stylolites (Figure 3.6 D).

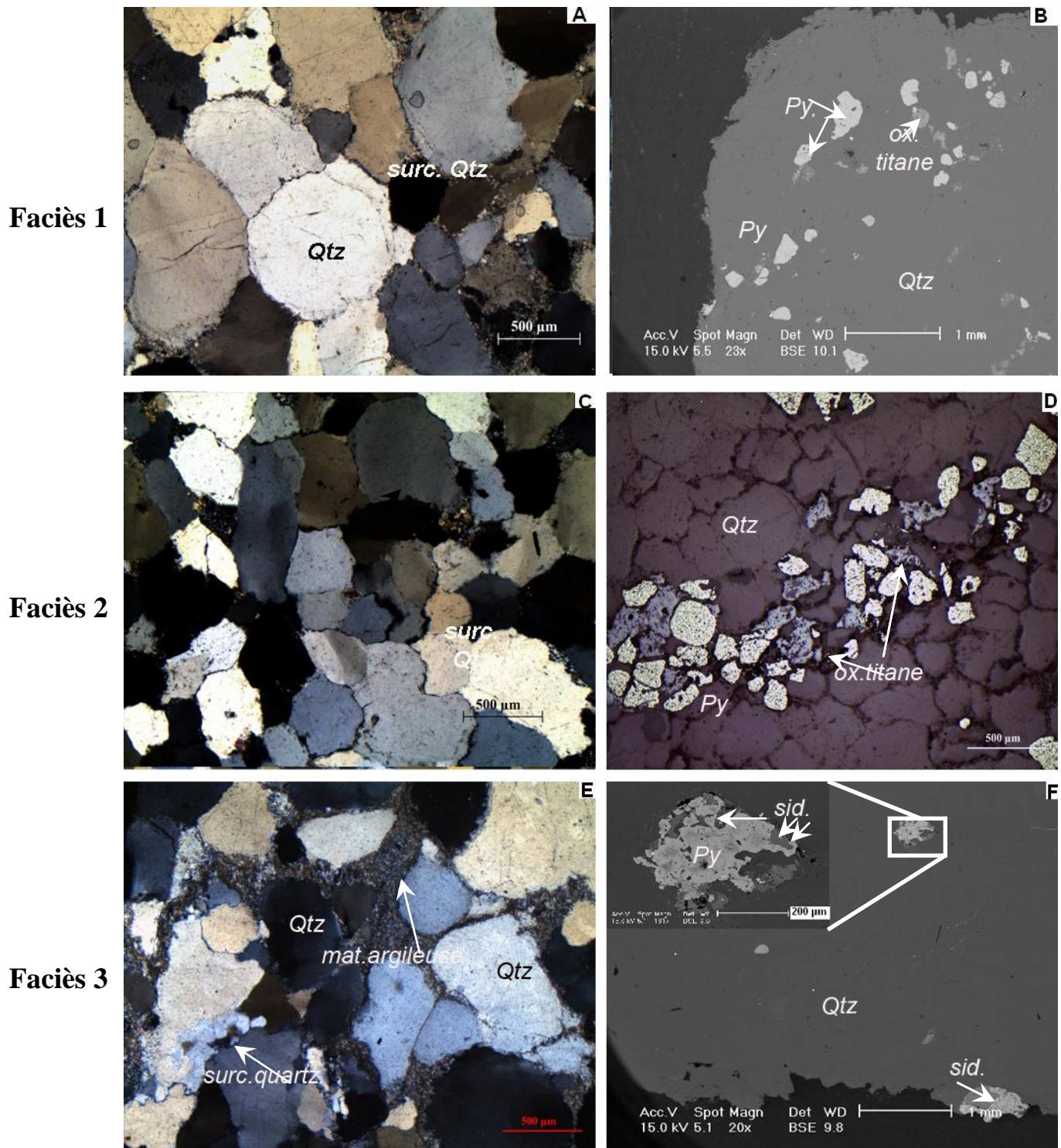


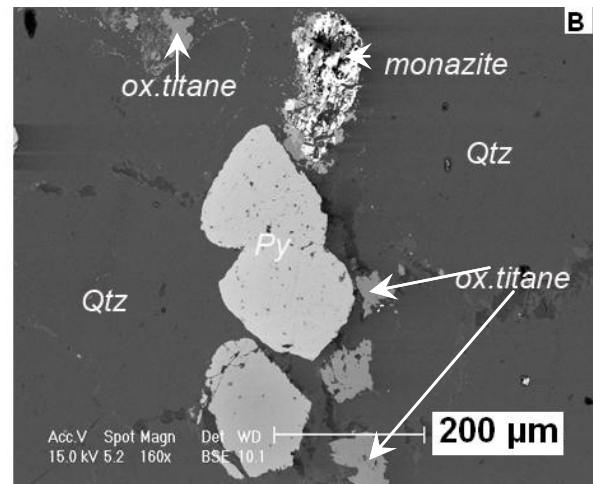
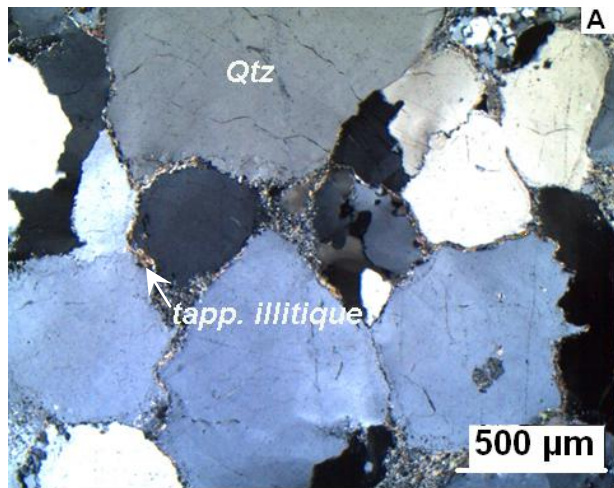
Figure III.4: faciès pétrographiques 1, 2 et 3. A) matrice gréseuse du conglomérat avec grains de quartz hétérogènes, avec tapissage illitique et contacts suturés et plans (LP), échantillon MSF8, B) lit de minéraux lourds dans une zone très silicifiée (MEB-BSE), C) grains de quartz avec tapissage illitique et grains de pyrite (LP), échantillon MSF7, D) lit de minéraux lourds (LR), E) grains de quartz avec un



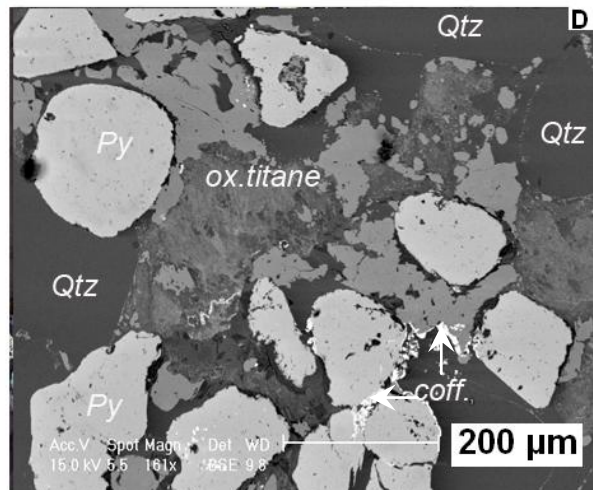
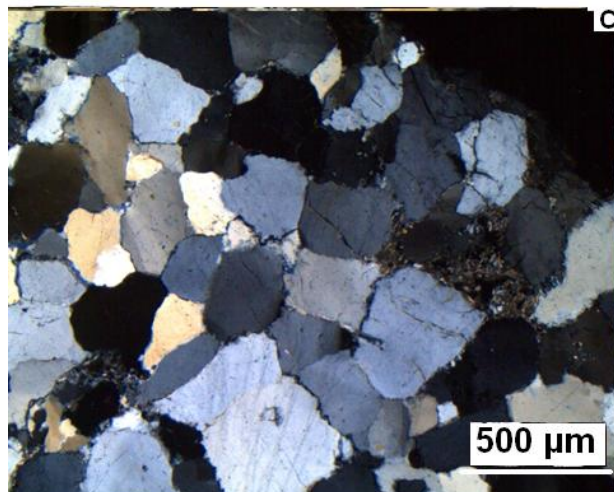
ciment argileux et de surcroissances de quartz (LN), échantillon MSF5, F) sidérite magnésienne présente dans la roche

(Qtz: quartz; tap.illitique : tapissage illitique ; ox. titane : oxyde de titane ; Py: pyrite ; surc. quartz : surcroissance de quartz ; sid.: sidérite.

Faciès 4



Faciès 5



Faciès 6

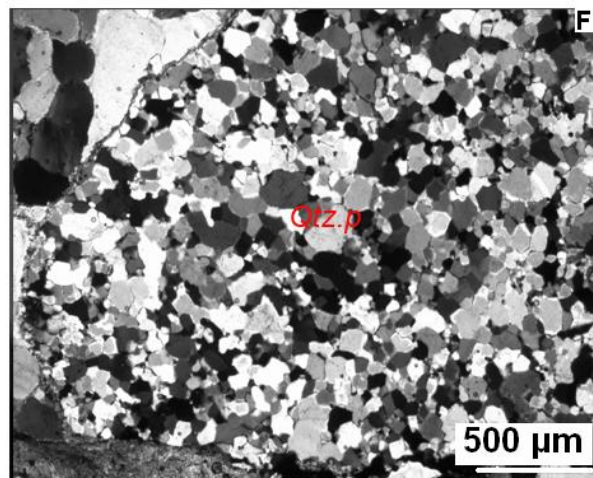
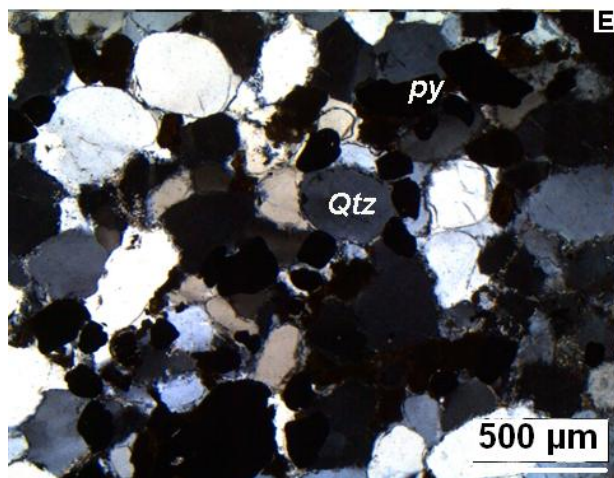


Figure III.5: faciès pétrographiques 4, 5 et 6. A) matrice gréseuse du conglomérat avec des surcroissances de quartz (LP), échantillon MSF5, B) minéraux lourds (MEB-BSE), C) matrice gréseuse et argileuse du conglomérat avec des contacts suturés et plans entre les grains de quartz (LP), échantillon MSF4, D) lit de minéraux lourds (MEB-BSE), E) grains de quartz hétérogènes avec des contacts suturés et plans à tapissage illitique par endroit (LP), échantillon MSF3, grains centimétriques d'une quartzite (LN).

(Qtz: quartz; tap.illitique : tapissage illitique ; ox. titane : oxyde de titane ; Py: pyrite; coff : coffinite.

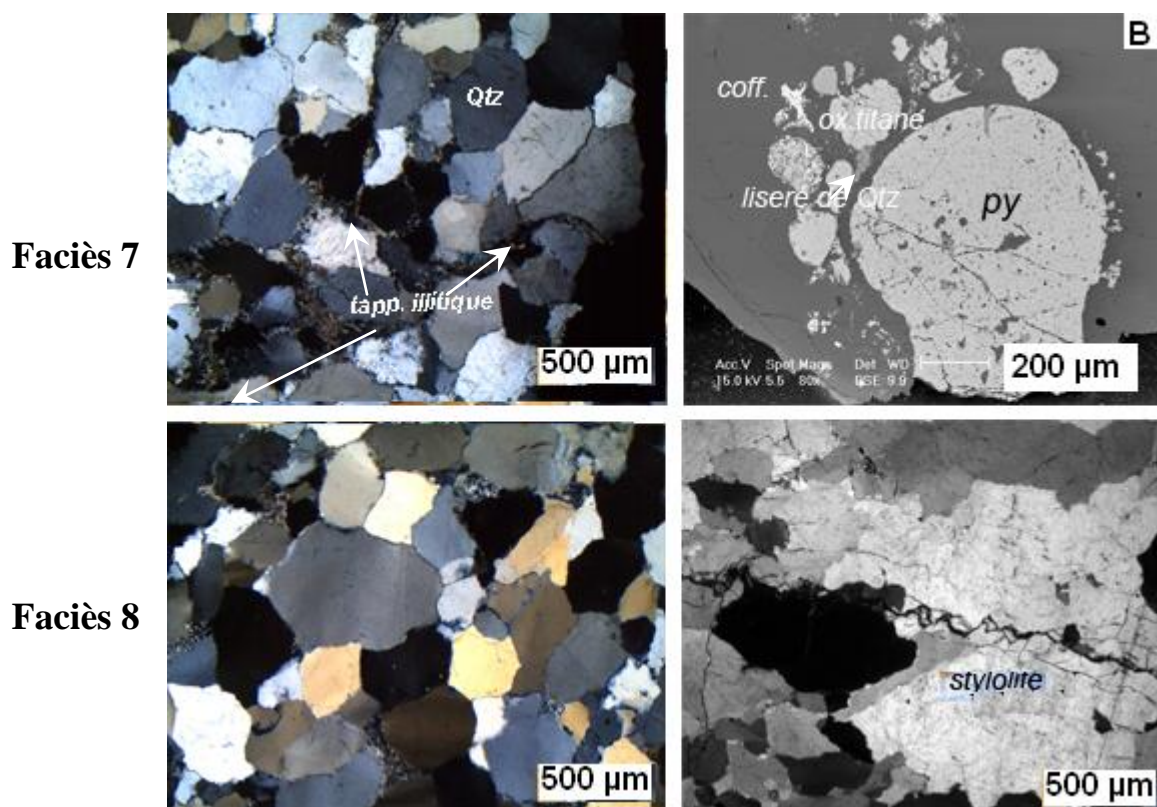


Figure III.6: faciès pétrographiques 7 et 8. A) matrice gréseuse du conglomérat, les grains de quartz sont hétérogènes avec des contacts suturés et plans (LP), échantillon MSF2, B) grains centimétriques de pyrite avec un liseré discontinu de quartz (MEB-BSE), C) grains de quartz arrondis avec des contacts concavo-convexes (LP), échantillon MSF1, D) microstylolite dans un conglomératique (LN). (Qtz: quartz; tap.illitique : tapissage illitique ; coff : coffinite, ox. titane : oxyde de titane ; surc.quartz: surcroissance de quartz.







---

# **CHAPITRE 4**

## **Minéralogie des conglomérats et des grès du Mozaan Group**

---



## **Minéralogie des conglomérats et des grès du Mozaan Group**

### **IV.1 – Etude minéralogique des carottes du forage TSB 06-23**

Les faciès conglomératiques des carottes du forage TSB06-23 regroupent deux conglomérats granoclassés à galets de quartz qui ont une proportion variable de grains détritiques de pyrite et autres minéraux accessoires (CG1<sub>1</sub> et CG2<sub>1b</sub>), et deux conglomérats lités (CG2<sub>1a</sub> et CG3<sub>1</sub>). Ces quatre horizons conglomératiques sont intercalés avec des grès.

Les conglomérats granoclassés sont riches en grains détritiques de quartz. Ils sont caractérisés par l'abondance de grains détritiques de pyrite et autres minéraux accessoires (monazite, zircon, rutil, chalcoppyrite, arsénopyrite, chromite, galène). Le ciment entre les grains détritiques est essentiellement siliceux et argileux.

Les conglomérats lités sont constitués de l'alternance de lits de quartz et de lits riches en minéraux accessoires. Les lits des minéraux accessoires contiennent généralement des grains détritiques de pyrite, de monazite et d'autres minéraux tels que le zircon, l'apatite, l'arsénopyrite, la sphalérite, la chromite et le xénotime.

Les grès sont très silicifiés avec une matrice argileuse parfois chloritisée, et contiennent très peu de minéraux accessoires. Ils présentent des figures de pression, dissolution et de compaction chimique importantes (surcroissance de quartz, filonnets de quartz, pyrite, minéraux argileux, APS, coffinite et des tapissages illitiques).

## **IV.1.1 - Les minéraux détritiques et authigènes**

### **IV.1.1.1 : Le quartz**

Les grains détritiques de quartz ont une taille généralement supérieure à 500µm pouvant atteindre quelques centimètres en fonction du faciès gréseux à conglomératique. Ces grains détritiques arrondis possèdent généralement des surcroissances de quartz avec des épaisseurs variant entre 10µm et 50µm et contiennent des inclusions opaques. Ces grains sont le plus souvent monocristallins. Les contacts entre les grains détritiques de quartz sont majoritairement de type concavo-convexes dans les conglomérats et concavo-convexes à plans dans les grès. La dissolution des grains arrondis détritiques de quartz est faible dans les conglomérats. Cependant, dans les grès, la dissolution des grains détritiques de quartz est importante, se traduisant alors par l'apparition des contacts suturés. Cette dissolution des grains détritiques de quartz peut aussi s'expliquer par la présence de tapissages d'illite autour des grains détritiques de quartz. Ces tapissages illitiques sont régulièrement observés dans les grès et quelques rares fois dans les conglomérats étudiés.

Certains grains détritiques de quartz présentent une extinction onduleuse dans les échantillons étudiés au microscope optique. Les surcroissances de quartz occupent la majeure partie de la porosité intergranulaire et sont présentes dans tous les échantillons étudiés. Elles se présentent principalement sous forme d'auréoles de surcroissance autour des grains détritiques de quartz et quelques fois sous forme de liserés discontinus autour de certains grains détritiques de pyrite (Figure 4.1 A, B). Les grains détritiques de quartz et les surcroissances contiennent des inclusions opaques.

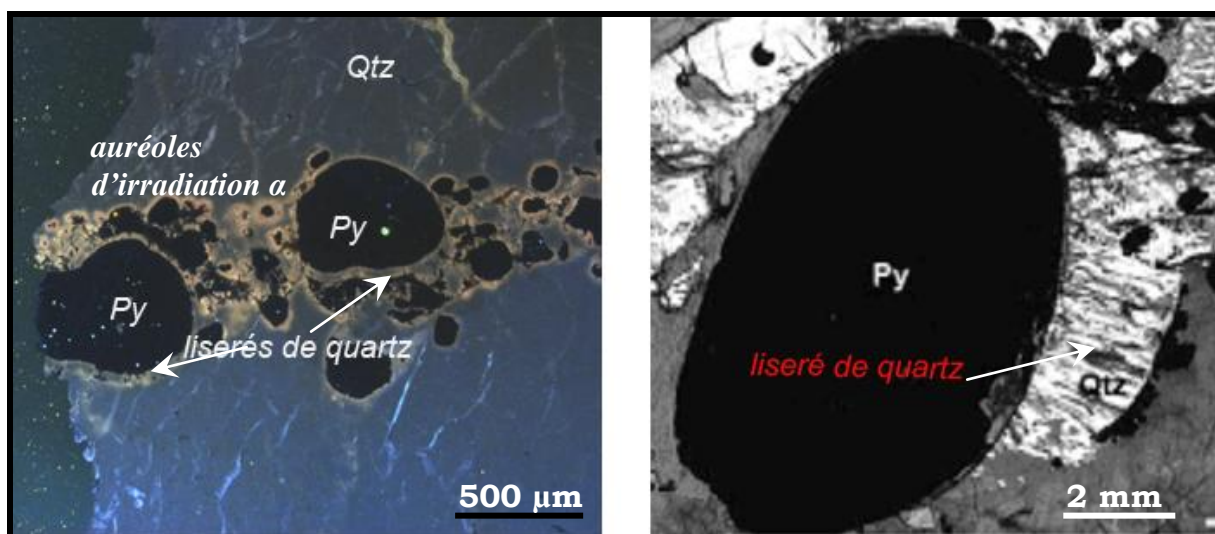


Figure IV.1: Observation des liserés discontinus de quartz autour des grains détritiques de pyrite. A) liserés discontinus de quartz autour des grains subarrondis de pyrite dans un lit de minéraux accessoires (échantillon MSF2); B) liserés de près de 1 mm d'épaisseur autour d'un grain arrondi de pyrite (échantillon MSF2).

Qtz: grain de quartz dans la matrice (figure A).

#### IV.1.1-2 : Les feldspaths

Les feldspaths observés sont des microclines. Ils sont pour la plupart partiellement dissous et très altérés. Des reliques de feldspaths potassiques et des liserés d'argiles soulignent leur présence avant leur dissolution. La dissolution partielle des feldspaths peut entraîner la formation d'illite et créer une porosité secondaire dans la roche. Cependant, la comparaison des rapports  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  avec la teneur en baryum à partir des analyses chimiques par ICP - MS ne met pas en évidence la dissolution totale des feldspaths (Figure 4.2). En effet, la substitution du potassium par le baryum est habituelle dans les feldspaths potassiques. Lors de la dissolution des feldspaths, le baryum est libéré et la barytine ( $\text{BaSO}_4$ ), ayant une solubilité très faible, précipite.

Selon Kerr et al., 1950, la moyenne du rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  standard de l'illite pure est de 3,6, et ce même rapport pour des feldspaths potassiques est en moyenne de 3,31. Ainsi tous les échantillons étudiés du TSB06-23 ont un rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  compris entre 3,5 et 7,4 (Tableau 4.1). Les teneurs en baryum de ces échantillons sont relativement faibles (9,3 ppm à 47,2 ppm).

Tab. 4.1 : Teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et Ba dans les échantillons de carotte des sondages TSB06-23 et TSB07-26 dans le Denny Dalton.

<i>échantillons</i>	<b><math>\text{Al}_2\text{O}_3</math> (%)</b>	<b><math>\text{K}_2\text{O}</math> (%)</b>	<b><math>\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}</math></b>	<b>Ba (ppm)</b>
<b>MSF1</b>	2,2	0,4	5,1	33,1
<b>MSF2</b>	1,3	0,1	7	37,6
<b>MSF3</b>	1,2	0,3	4,1	6,9
<b>MSF4</b>	0,9	0,2	4,2	11,8
<b>MSF5</b>	2,2	0,4	5,2	13,6
<b>MSF6</b>	5,7	1,6	3,5	22,7
<b>MSF7</b>	2,4	0,5	4,9	107,1
<b>MSF8</b>	1,9	0,5	3,7	55,4
<b>MSF9</b>	2,3	0,7	3,5	17,6
<b>MSF10</b>	1,1	0,3	3,9	9,3
<b>MSF11</b>	5,4	1,5	3,6	41,6
<b>MSF12</b>	3,1	0,9	3,5	47,2
<b>MSF13</b>	0,9	0,1	7,4	38,7

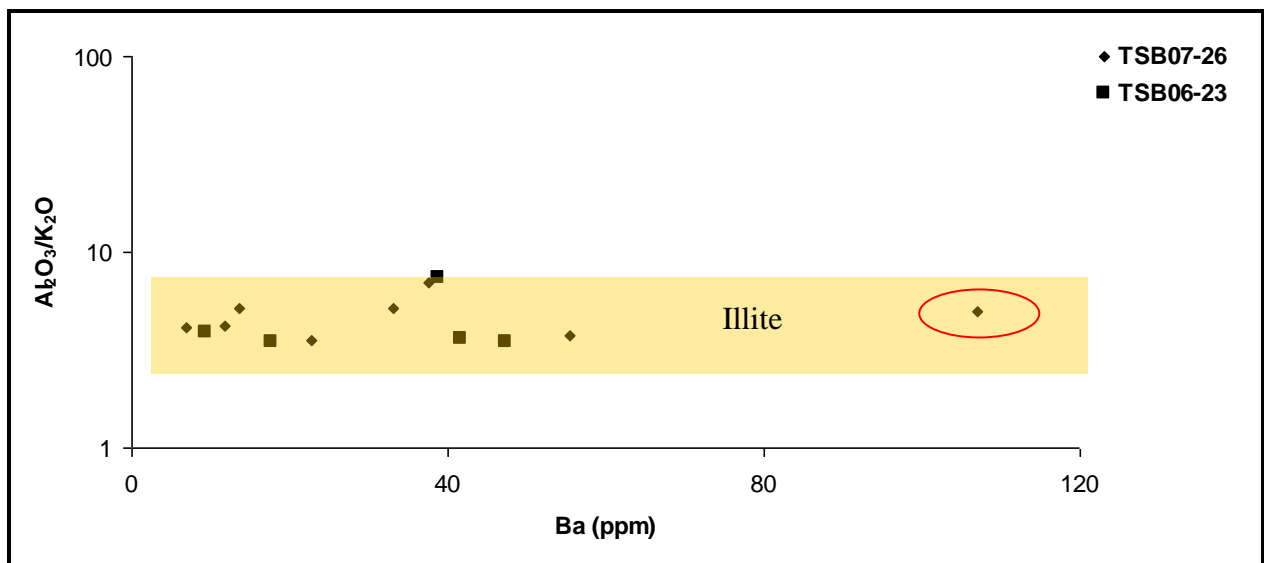




Figure IV.2: Valeurs du rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  en fonction de la teneur en baryum des échantillons de carotte des sondages TSB06-23 et TSB07-26 dans le Denny Dalton. Le domaine en jaune correspond aux échantillons pour lesquels le rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  équivaut au rapport standard de l'illite.

#### **IV.1.1-3: L'illite**

Des plages d'illite sont observées dans la matrice de tous les échantillons étudiés. Elle se présente sous forme fibreuse et lamellaire. Elle s'observe: 1) en remplissage total ou partiel de la porosité intergranulaire, 2) en tapissage des bordures de certains grains détritiques de quartz dans les grès et 3) en remplissage de la porosité de certains minéraux accessoires (pyrite, rutile, monazite).

L'illite en remplissage de la porosité de dissolution de certains minéraux accessoires, elle pourrait provenir de la transformation des micas détritiques et/ou de la dissolution des feldspaths.

#### **IV.1.1-4: La chlorite**

La chlorite ferromagnésienne a été observée en quantité importante dans un faciès gréseux (MSF 13 et MSF11) et dans le faciès conglomératique (MSF 10). Elle forme un ciment entre certains grains détritiques de quartz (Figure 4.3 A). La chlorite ferromagnésienne peut également s'observer en remplacement de la muscovite partiellement dissoute et en grain (environ > 1mm) subautomorphe non identifié complètement chloritisé et altérés (Figure 4.3 B).

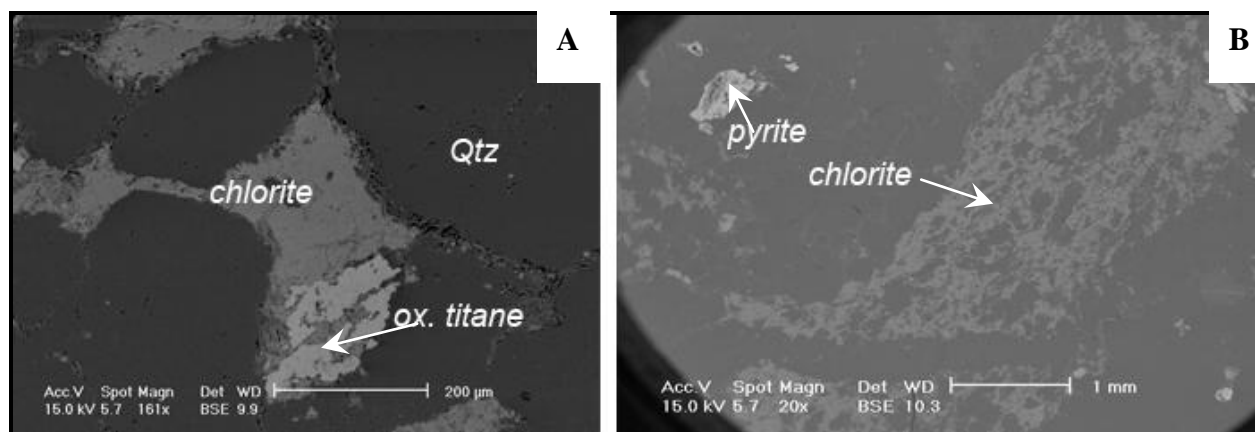


Figure IV.3: Observation de la chlorite (MEB-BSE). A) ciment de chlorite entre les grains détritiques subarrondis de quartz (échantillon MSF13) en association avec l'oxyde de titane; B) Grain complètement chloritisé (échantillon MSF11).

Qtz: grain détritique arrondi de quartz (figure A).

ox.titane: oxyde de titane

#### IV.1.1-5: La muscovite

La muscovite a été observée dans 3 échantillons (MSF10, MSF11 et CG2) des faciès conglomératiques et gréseux. Ces muscovites sont quelques fois partiellement remplacées par l'illite et présentent localement des inclusions de zircon et d'oxyde de titane (Figures 4.4 A et B). Les muscovites sont présentes en très faible proportion (un à deux cristaux observés par lame mince).

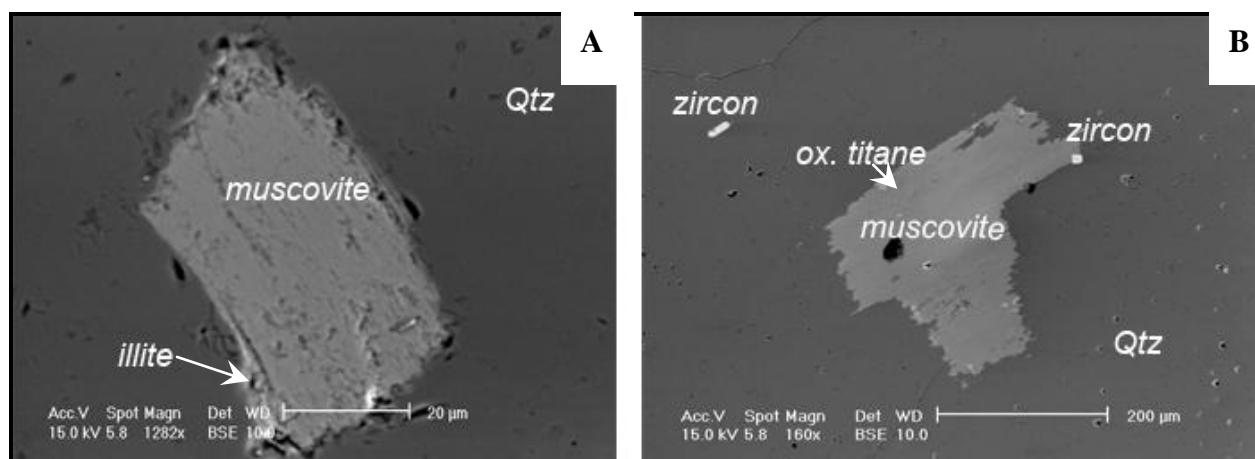


Figure IV.4: Observation de la muscovite (MEB-BSE). A) muscovite avec de l'illite entre les feuillets (échantillon MSF10); B) muscovite avec des inclusions de zircon et d'oxyde de titane.

Qtz: quartz (figure A, B); ox.titane: oxyde de titane (échantillon MSF10).

#### IV.1.1-6: La pyrite

Bien que différentes dans leur détail, les textures des pyrites observées s'intègrent bien dans les classifications proposées par Saager, 1970, Halbaueur 1986 et Angland et al., 2002.

La pyrite s'exprime sous trois formes différentes: 1) La pyrite détritique arrondie ou subarrondie massive ou compacte (50µm-1cm) (Figure 4.5A), avec dans certains cas des porosités de dissolution avec du quartz, de la chlorite, de l'illite et certains minéraux accessoires qui remplissent la porosité de la pyrite (Figure 4.5 B); 2) grains de pyrite subarrondis détritiques zonés de tailles compris entre 50µm – 500µm (Figure 4.5 B); 3) cristaux de pyrite d'origine diagénétique (10 µm et 300 µm) avec deux aspects: la pyrite cubique massive en cubes (Figure 4.5 C).et la pyrite très zonée automorphe parfois corrodée sur les bords (Figure 4.5 D).

La pyrite détritique massive arrondie ou subarrondie (compacte) contient des inclusions de chalcoppyrite, galène, apatite, sphalérite et des nano-inclusions de pyrrhotite. La porosité des pyrites subarrondies détritiques zonées sont remplis généralement par le quartz, l'illite et la coffinite (Figure 4.5 B).

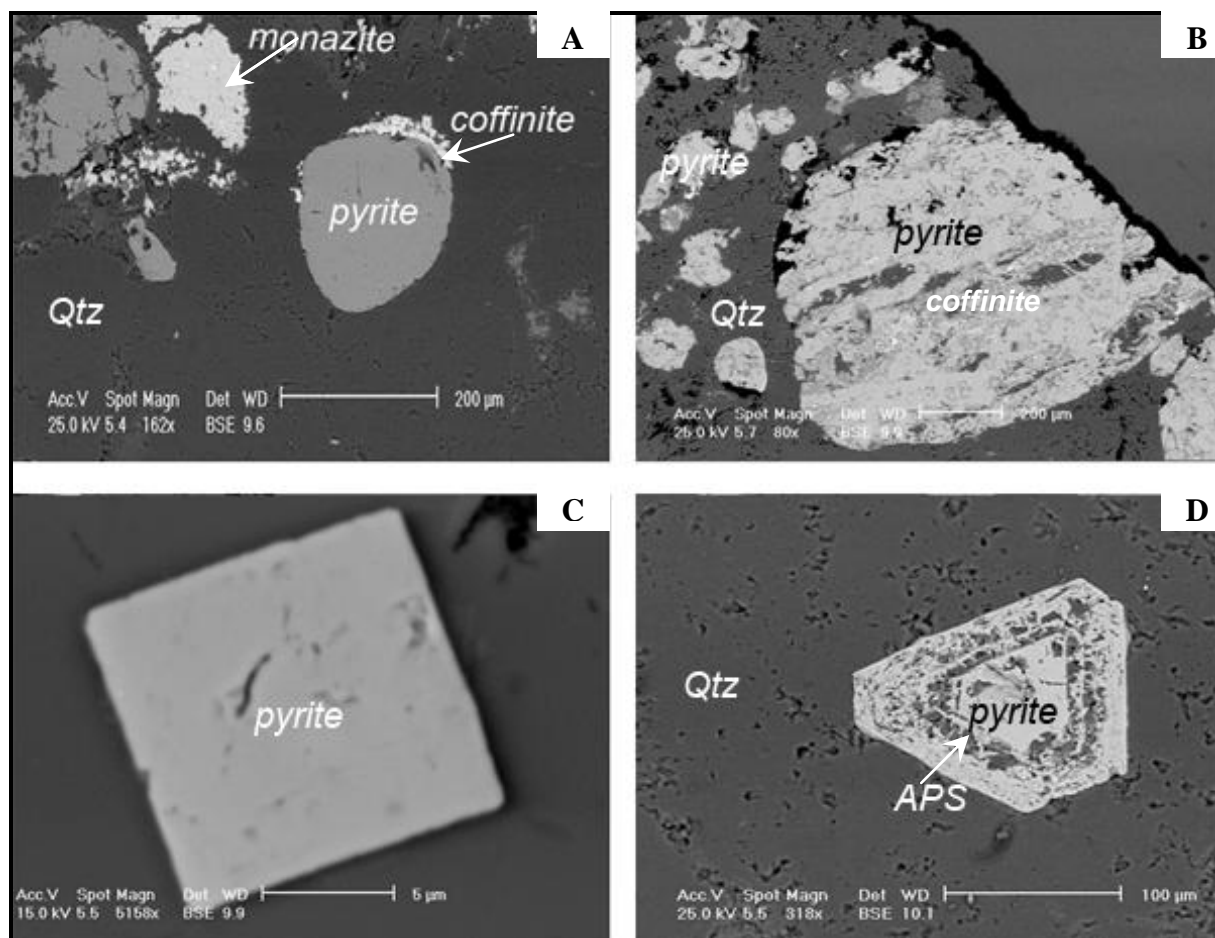


Figure IV.5: Morphologie de la pyrite (MEB- BSE). A) pyrite arrondie compacte avec un liseré discontinu de coffinite (échantillon CG2<sub>1</sub>); B) grain subarrondi de pyrite zonée avec de la coffinite dans une zone d'altération (échantillon CG2<sub>1</sub>); C) section carrée d'une pyrite en cube (échantillon MSF9); D) grain automorphe zoné de pyrite entouré d'un ciment de quartz avec des APS en remplissage de la porosité qui se forme entre les zones de dissolution (échantillon HS1= CG1<sub>1</sub>). APS: phosphates alumineux hydratés; Qtz: grains de quartz détritique (figures A, D).

#### IV.1.1-7: La pyrrhotite

La pyrrhotite a été observée en nano-inclusions dans la pyrite par le MET. Ces nano-inclusions déterminées sur des préparations FIB de pyrite de 100 nm d'épaisseur sont généralement inférieures à 10nm (Figure 4.6 A). Les nano-inclusions de pyrrhotite ont été mises en évidence par analyses aux rayons

X (EDX) d'énergie dispersive et la spectroscopie de perte d'énergie d'électrons (EELS) relié au TEM. (Figure 4.6 B).

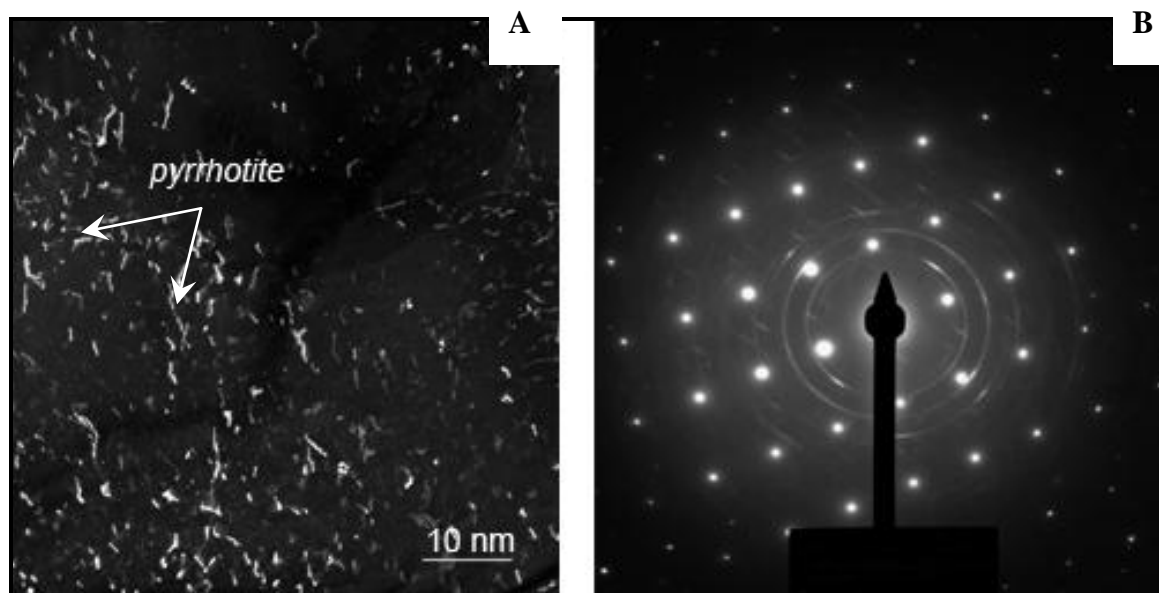


Figure IV.6 : Nanophases de pyrrhotite: A) nano-inclusions de pyrrhotite dans la pyrite (MET- BSE; échantillon CG2<sub>1</sub>); B) DRX (échantillon CG2<sub>1</sub>).

#### IV.1.1-8 : La chalcoppyrite

Elle est présente dans les échantillons des faciès conglomératiques et elle est généralement observée en inclusion dans les grains de pyrite détritique (Figure 4.7 A). Ces inclusions peuvent atteindre 30µm. Elle est aussi observée dans des filonnets de chlorite (Figure 4.7 B). Les grains détritiques subarrondis (50µm à 200µm) observés sont parfois corrodés et contiennent des inclusions de pyrite (Figure 4.7 C). La chalcoppyrite remplit parfois la porosité dans certains grains de pyrite subautomorphe altérés (Figure 4.7 D).

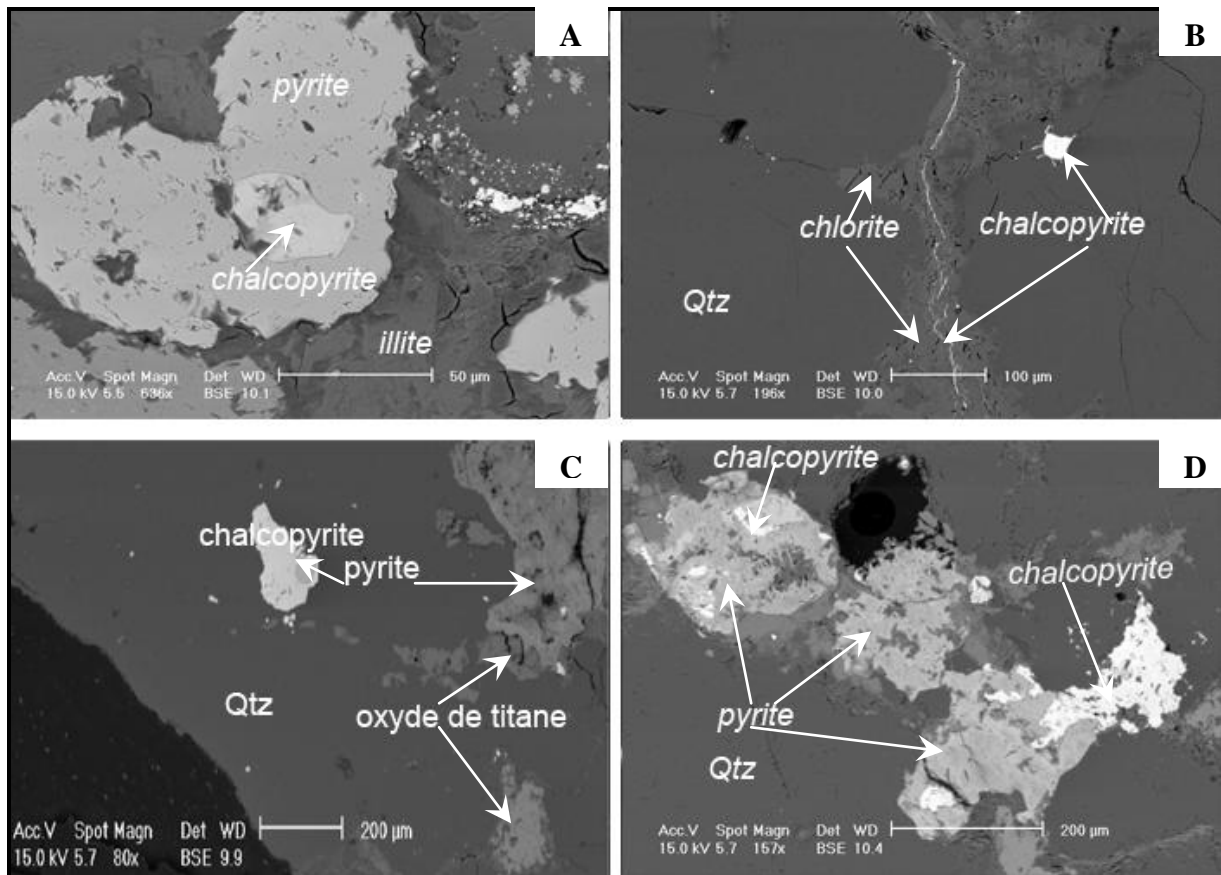


Figure IV.7: Observation de la chalcopyrite (MEB- BSE). A) inclusion dans la pyrite (échantillon MSF10); B) chalcopyrite dans un filonnet de chlorite (échantillon MSF12); C) grain subarrondi de chalcopyrite avec de la pyrite en inclusion (échantillon MSF13); D) chalcopyrite remplaçant une pyrite altérée (échantillon MSF13). Qtz: quartz détritique (figure D) et quartz matriciel (figure D, C).

#### IV.1.1-9: La galène

La galène se présente toujours en micro-inclusions dans les grains détritiques de rutile, de pyrite, de coffinite, (Figure 4.8 A, B) et d'APS. Ces micro-inclusions de galène pourraient provenir de la désintégration de l'U et du Th (due au lessivage de ces minéraux par des fluides hydrothermaux et/ou diagénétiques). Il n'a pas été observé des grains de galène détritiques ou des grains de galène subautomorphes dans la matrice des roches.



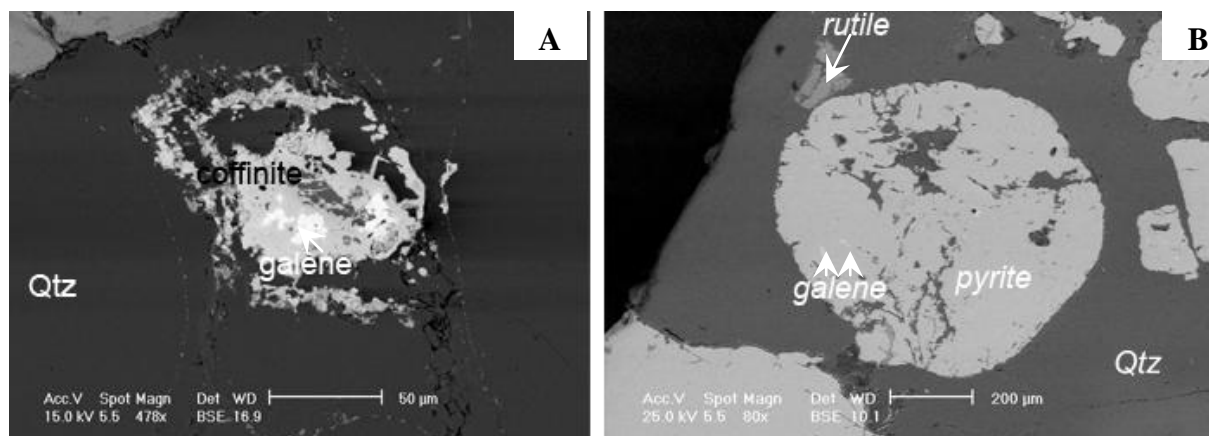


Figure IV.8: Observation de la galène (MEB- BSE). A) inclusions de la galène dans un grain très altéré détritique subarrondi de coffinite (échantillon MSF9); B) inclusions de galène dans un grain détritique arrondi de pyrite (échantillon HS1=CG1<sub>1</sub>).

Qtz: grains détritique de quartz (figure A) et ciment de quartz (figure B).

#### IV.1.1-10 : L'arsénopyrite

Elle a été observée dans les échantillons des faciès conglomératiques (MSF9 et CG2). Les types de morphologie observés sont: 1) grains détritiques arrondis avec des tailles variant entre 20µm et 100µm (Figure 4.9 A); 2) grain subautomorphe (10µm à 50µm) partiellement corrodé et servant quelques fois de liant entre deux grains de pyrite (Figure 4.9 B); 3) liseré discontinu qui cristallise autour des grains détritiques arrondis et subarrondis de pyrite.

L'arsénopyrite contient généralement du nickel et du cobalt (Figure 4.9 C).

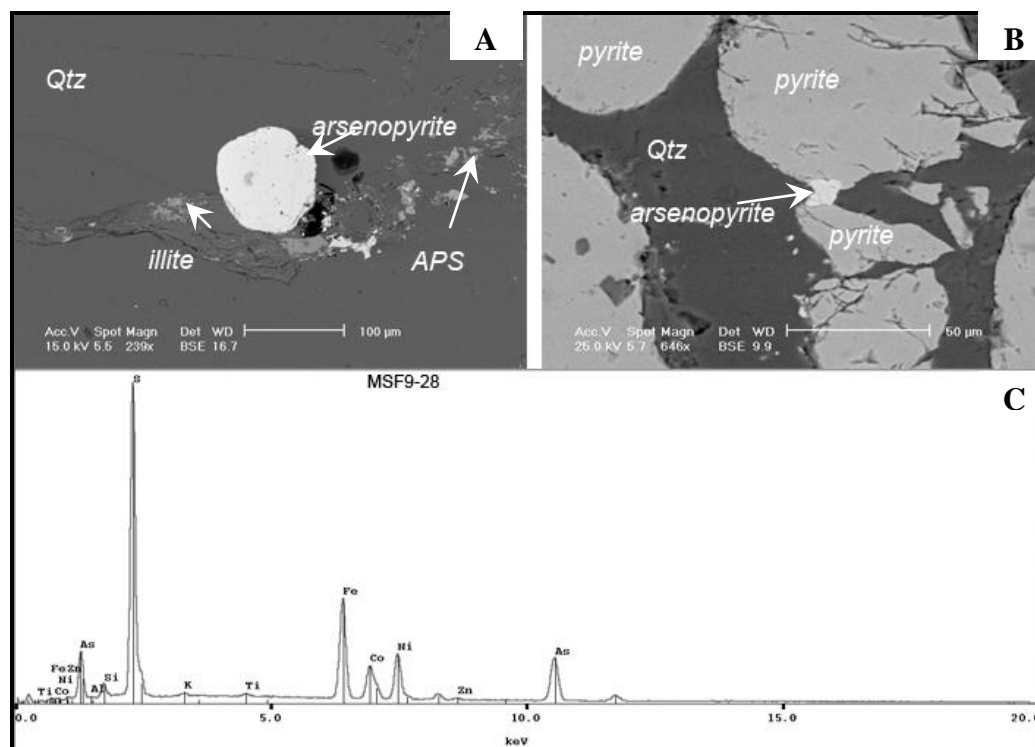


Figure IV.9: Observation de l'arsénopyrite (MEB-BSE). A) grain détritique arrondi d'arsénopyrite (échantillon MSF9); B) Ciment de arsénopyrite reliant deux grains de pyrite (échantillon CG2); C) spectre de l'analyse chimique de l'arsénopyrite présentée en haut à gauche

Qtz: grain de quartz (figure A) et ciment de quartz (figure B).

APS : Alumino-phosphate hydraté

#### IV.1.1-11: Les oxydes de titane

L'oxyde de titane est présent dans tous les échantillons conglomératiques. Les grains détritiques d'oxyde de titane dans le conglomérat lité CG2 sont principalement du rutile (déterminés en spectrométrie Raman). Ces grains d'oxydes de titane (50µm et 300µm) sont le plus souvent localisés dans les lits à grains détritiques de pyrite et de monazite. Les oxydes de titane sont parfois en remplissage de la porosité de grains détritique de pyrite et de grains détritiques de rutile. Certains grains d'oxyde de titane altérés contiennent des microinclusions de galène (Figure 4.10 A). Un grain détritique chloritisé est recoupé par un filonnet probablement d'anatase (Figure 4.10 B).



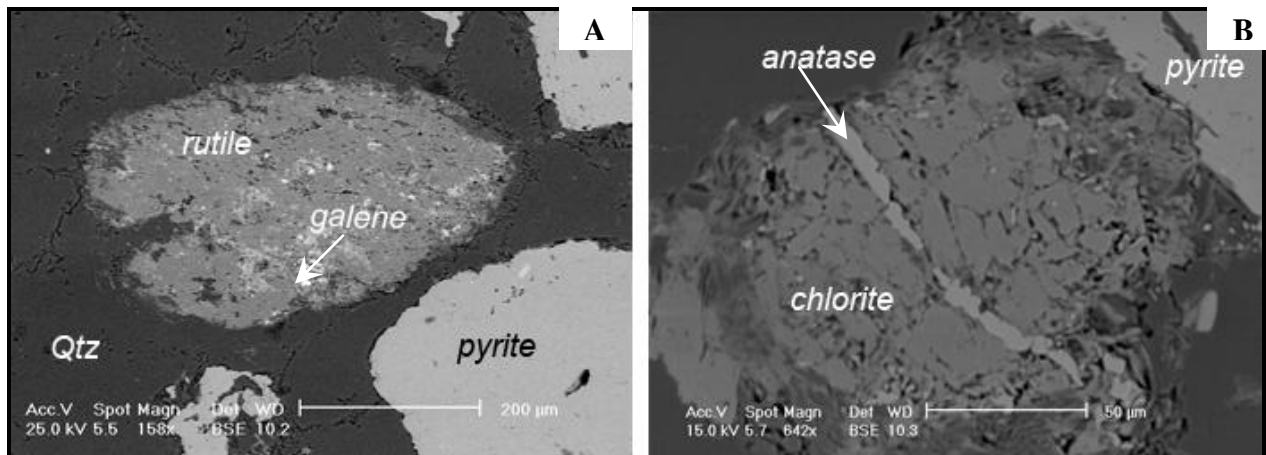


Figure IV.10: Observation des oxydes de titane (MEB- BSE). A) grain détritique arrondi de rutile avec inclusion de galène (échantillon CG1); B) filonnet d'anatase dans un grain complètement chloritisé (échantillon MSF13).

Qtz: ciment de quartz

#### IV.1.1-12: Les oxydes de fer

Des minéraux ne contenant que du fer ont été observés au MEB en BSE. Ils seront dénommés oxydes de fer en fonction du contexte. Ces oxydes de fer sont présents dans les faciès gréseux MSF11 et MSF12. Ils sont observés généralement en remplissage des filonnets de quartz et dans les filonets de pyrite (Figure 4.11 A, B, D).

Ils forment aussi des liserés discontinus de cristallisation par oxydation en bordure de certains cristaux subautomorphes de pyrite (Figure 4.11 C). L'oxyde de fer est postérieur à la chalcopryrite dans les filonnets des cristaux automorphes de pyrite.

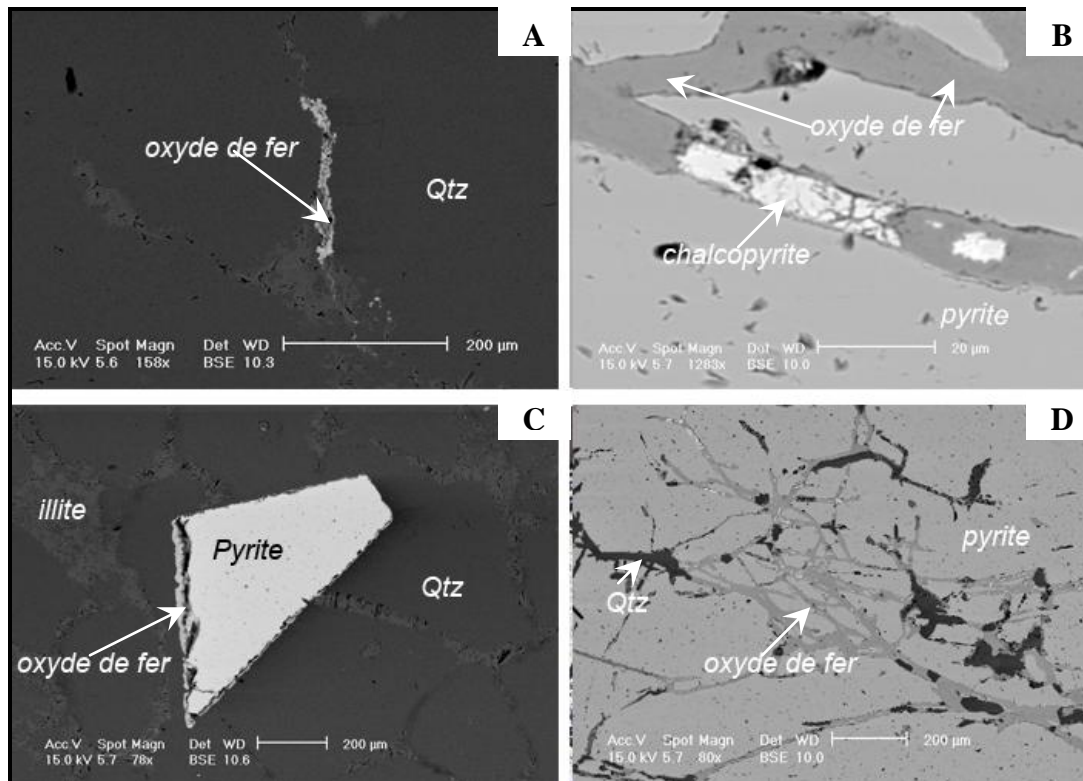


Figure IV.11: Observation des oxydes de fer (MEB- BSE). A) oxyde de fer dans un filonnet de quartz (échantillon MSF11); B) oxyde de fer et chalcopyrite dans un grain subautomorphe de pyrite (échantillon MSF12); C) liseré de d'oxydation en bordure d'un grain automorphe de pyrite (échantillon MSF12). D) oxyde de fer dans un filonnet de pyrite associé a la chalcopyrite (échantillon MSF12) ;

Qtz: quartz

#### IV.1.1-13: Les silicates et les oxydes d'uranium et de thorium

Deux espèces minérales ont été fréquemment observées dans les échantillons étudiés : la coffinite et la thorite.

##### IV.1.1.13-1: Coffinite

Elle est présente dans tous les échantillons des faciès conglomératiques étudiés, en particulier dans les faciès conglomératiques lités. Elle cristallise généralement en bordure des grains détritiques de pyrite (en forme de liseré

discontinu et continu) ou en remplissage de la porosité de certains grains détritiques de pyrite et des cristaux de pyrite automorphes et quelques rares fois dans la porosité de la monazite (Figure 4.12 A, B, C, D). Cette coffinite a la particularité d'être riche en phosphate

Ces liserés discontinus de coffinite ont une épaisseur généralement inférieure à 20µm.

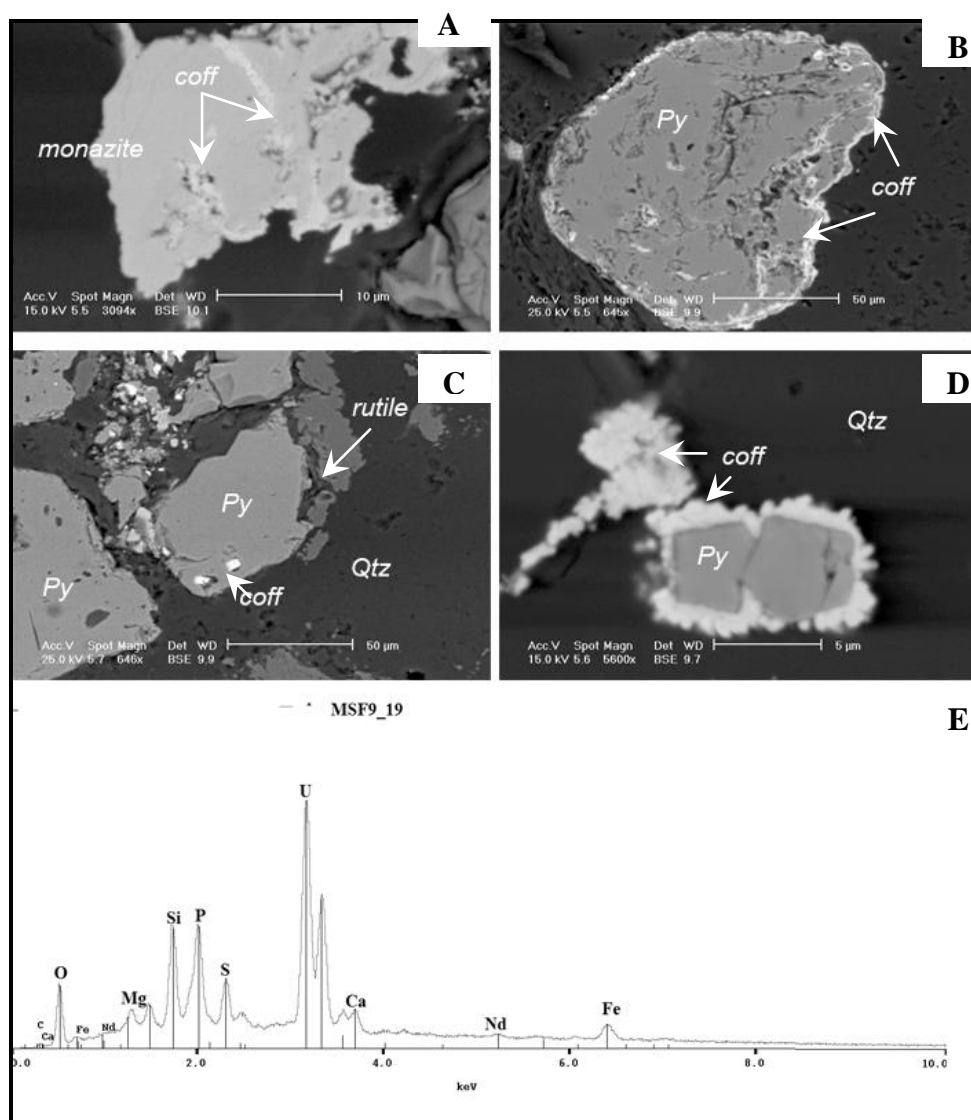


Figure IV.12: Observation de la coffinite (MEB- BSE). A) coffinite en remplissage dans un grain détritique de monazite (échantillon MSF9); B) liseré de coffinite autour d'un grain détritique de pyrite (échantillon CG2); C) coffinite en remplissage de porosité de la pyrite (échantillon CG2); D) liseré de coffinite autour de cristaux de pyrite (échantillon CG2); E) spectre EDX de l'échantillon MSF9\_19.

automorphes de pyrite (échantillon MSF9) E) spectre de l'analyse chimique de la coffinite de la figure D.

Qtz: quartz

#### IV.1.1.13-2: Thorite et thorianite

La thorite s'observe en bordure de certains grains détritiques subarrondis de pyrite sous forme de liseré (Figure 4.13 A). Ces liserés ont des tailles variant entre 5µm et 50µm. Elle s'observe aussi en grains subarrondis partiellement corrodés et altérés avec une taille pouvant atteindre 300µm (Figure 4.13 B).

Comme la coffinite, elle est assez abondante dans tous les échantillons des faciès conglomératiques, particulièrement dans les faciès conglomératiques lités (CG2 et MSF9, WM3).

La thorianite est observée en remplissage de la porosité de la monazite et en inclusion dans les grains détritiques de monazite altérés.

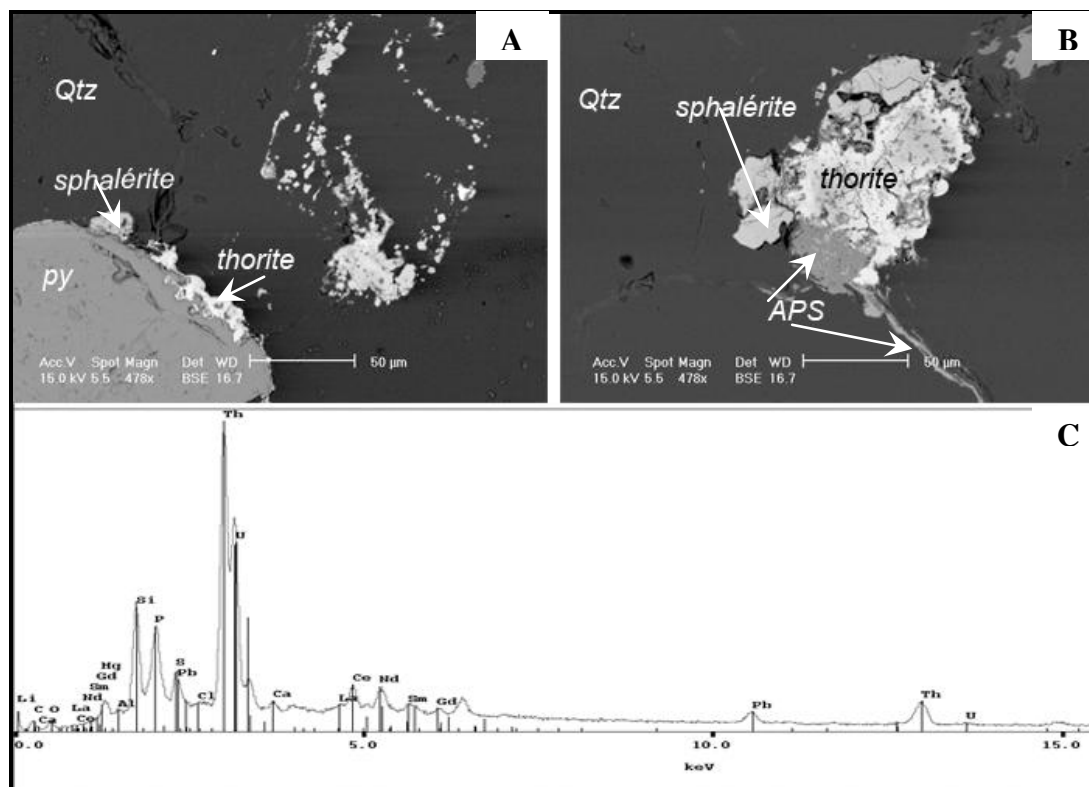


Figure IV.13: Observation de la thorite dans les échantillons (MEB- BSE). A) thorite en bordure d'un grain de pyrite avec de la sphalérite (échantillon MSF9); B) grain subarrondi de thorite avec la sphalérite et les APS de Ca et de Terres Rares Légères (échantillon MSF9); C) spectre de l'analyse chimique de la thorite de la figure A. Noter la présence du phosphore dans la thorite.

Qtz: quartz

#### **IV.1.1-14: Les phosphates**

La monazite est le phosphate le plus représenté dans les échantillons conglomératiques étudiés. Elle est assez abondante dans les faciès conglomératiques lités (CG2 et MSF9 et WM3). L'apatite, les APS et le xénotime sont également présents.

##### **IV.1.1.14-1: La monazite**

Les conglomérats contiennent des grains détritiques de monazite (50µm à 500µm), Ces grains ont généralement des traces de dissolution et des inclusions de thorite (Figure 4.14 A, B, C). Des monazites sont également incluses dans des grains détritiques de pyrite (Figure 4.14 D).

Dans le faciès conglomératique CG2 la monazite pure n'est quasiment pas observée. La plupart des monazites présentent de l'altération partielle ou très avancées. En effet, cette dissolution favorise la cristallisation de la coffinite et de la thorite et dans quelques cas des APS (en libérant l'uranium ou le thorium).

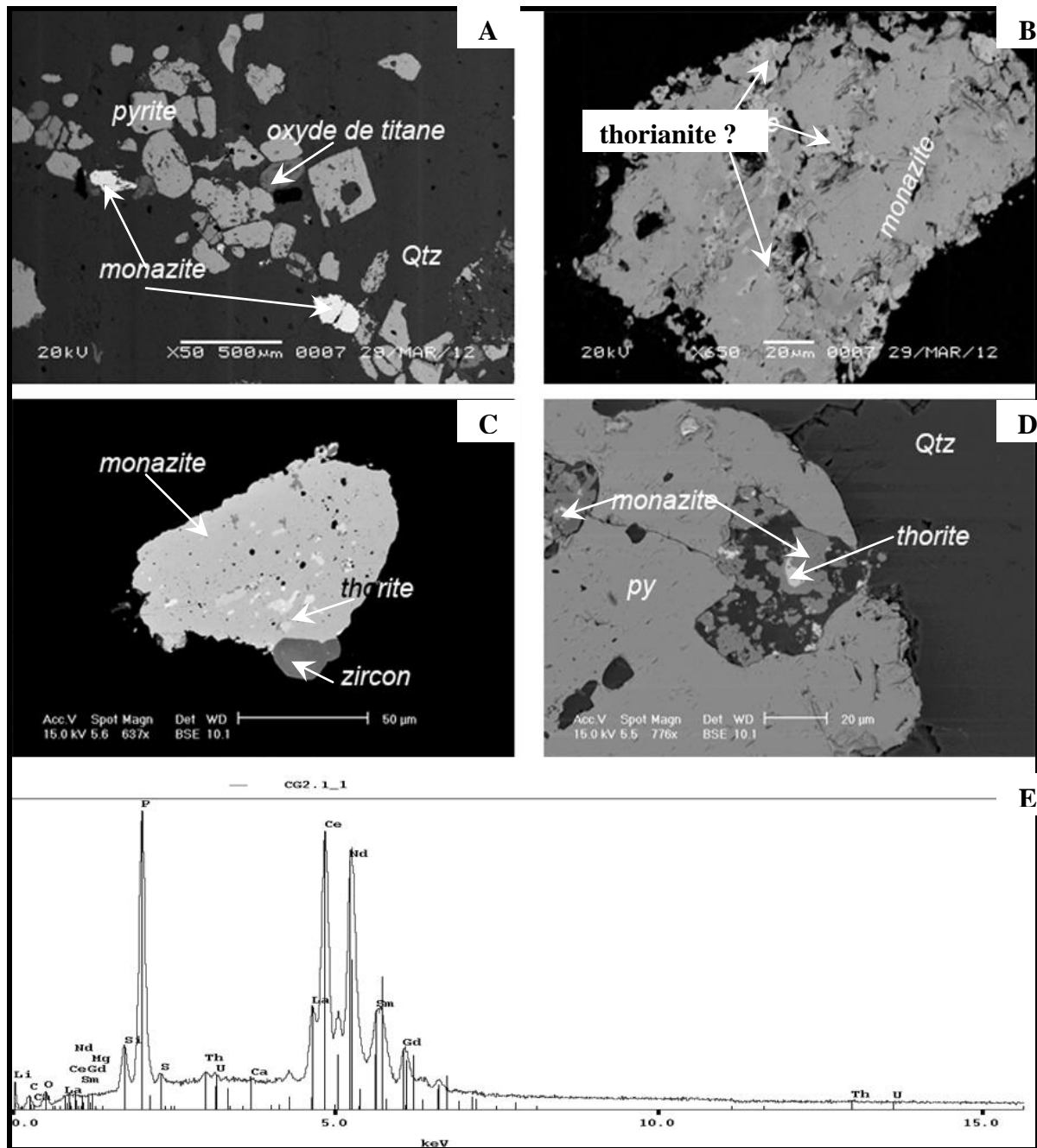


Figure IV.14: Observation de la monazite (MEB- BSE). A) vue d'ensemble d'un lit de minéraux lourds avec deux grains de monazite et un grain de rutile (échantillon CG2); B) grain de monazite détritique subarrondi altéré avec des inclusions de thorite (échantillon CG2); C) grain de monazite détritique subarrondi compact avec des inclusions de thorite (échantillon MSF11); D) monazite montrant des traces de dissolution en remplissage de la porosité d'un grain détritique de pyrite (échantillon MSF9); E) spectre de l'analyse chimique de la monazite de la figure B.

Qtz: quartz



#### IV.1.1.14-2: L'apatite

Dans cette carotte, la fluoroapatite est assez rare. Deux grains ont été observés uniquement dans le faciès conglomératique MSF11. Le premier grain d'apatite corrodé et subautomorphe est localisé à proximité des grains subarrondis de pyrite et d'un oxyde de titane altéré (Figure 4.15 A).

La porosité de ce grain d'apatite est remplie par le quartz, la sphalérite et l'oxyde de titane. Le deuxième grain d'apatite subarrondi est partiellement zoné et s'observe à proximité des cristaux automorphes de zircon et d'un feuillet de chlorite (Figure 4.15B).

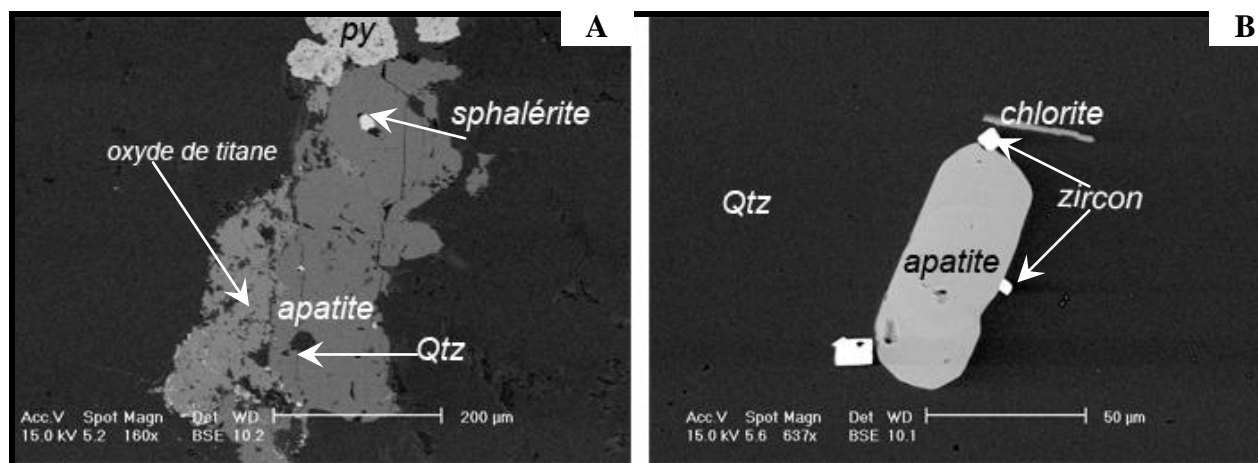


Figure IV.14: Observation de la fluoroapatite (MEB- BSE). A) grain de fluoroapatite subautomorphe altéré a proximité d'un oxyde de titane et de pyrite avec la porosité remplie par la sphalerite et le quartz (échantillon MSF9); B) grain d'apatite détritique subarrondi compact (échantillon MSF11); C) spectre de l'analyse chimique de l'apatite de la figure B. Qtz: quartz

#### IV.1.1.14-3: Les phosphates sulfates alumineux (APS)

Les phosphates alumineux hydratés présents dans les échantillons sont des solutions solides entre la florencite correspondant à un phosphate alumineux de Terres Rares de formule  $((\text{Ce}, \text{La})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6)$  et caractéristique des conditions

acides du milieu (Gaboreau et al., 2005 & 2007) et la crandalite (phosphate alumineux hydraté de calcium).

Ils ont été observés dans les échantillons les plus riches en grains de monazite (dans tous les faciès conglomératiques), en particulier dans les faciès conglomératiques lités (CG2, MSF9, WM3.1). Ils s'observent généralement en micrograins subautomorphes altérés disséminés dans la matrice. Ils remplissent la porosité de certains grains détritiques de pyrite et de monazite (Figure 4.16 A) et certains cristaux subautomorphes de pyrite. Ces micrograins ont des tailles variant entre 20µm et 200µm et peuvent contenir des inclusions de galène (Figure 4.16 B, C).

Ils sont observés aussi dans quelques filonnets de quartz. Certains grains d'APS sont parfois dispersés en forme de «gouttelettes» (Figure 4.16 D).



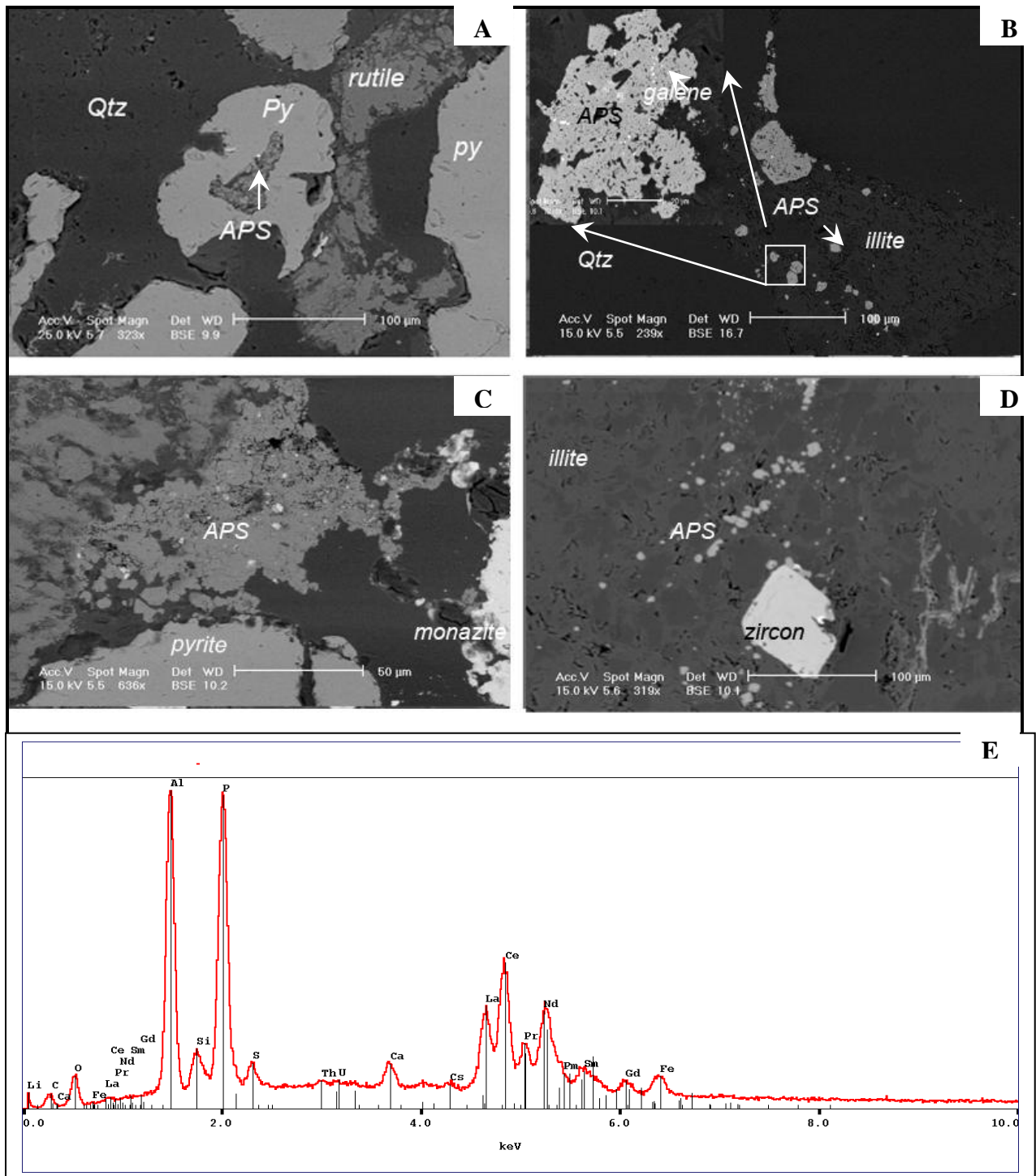


Figure IV.16: Observation des phosphates alumineux hydratés (MEB- BSE). A) remplissage de la porosité d'un grain de pyrite arrondi altéré par des APS (échantillon CG2); B) grain d'APS subautomorphe avec des micro-inclusions de galène (échantillon MSF11); C) agrégat d'APS à proximité d'un grain de monazite altéré et d'un grain de pyrite arrondi (échantillon MSF10); D) vue d'ensemble des grains disséminés d'APS dans la matrice (échantillon MSF9); E) spectre de l'analyse du grain d'APS de la figure B. Noter la présence du soufre (sulfate)

Qtz: quartz

#### IV.1.1.14-4: Xénotime

Le xénotime (phosphate d'yttrium) a été observé uniquement dans deux échantillons (MSF11 et MSF12) des faciès gréseux. Ces grains sont partiellement corrodés (Figure 4.17 A, B).

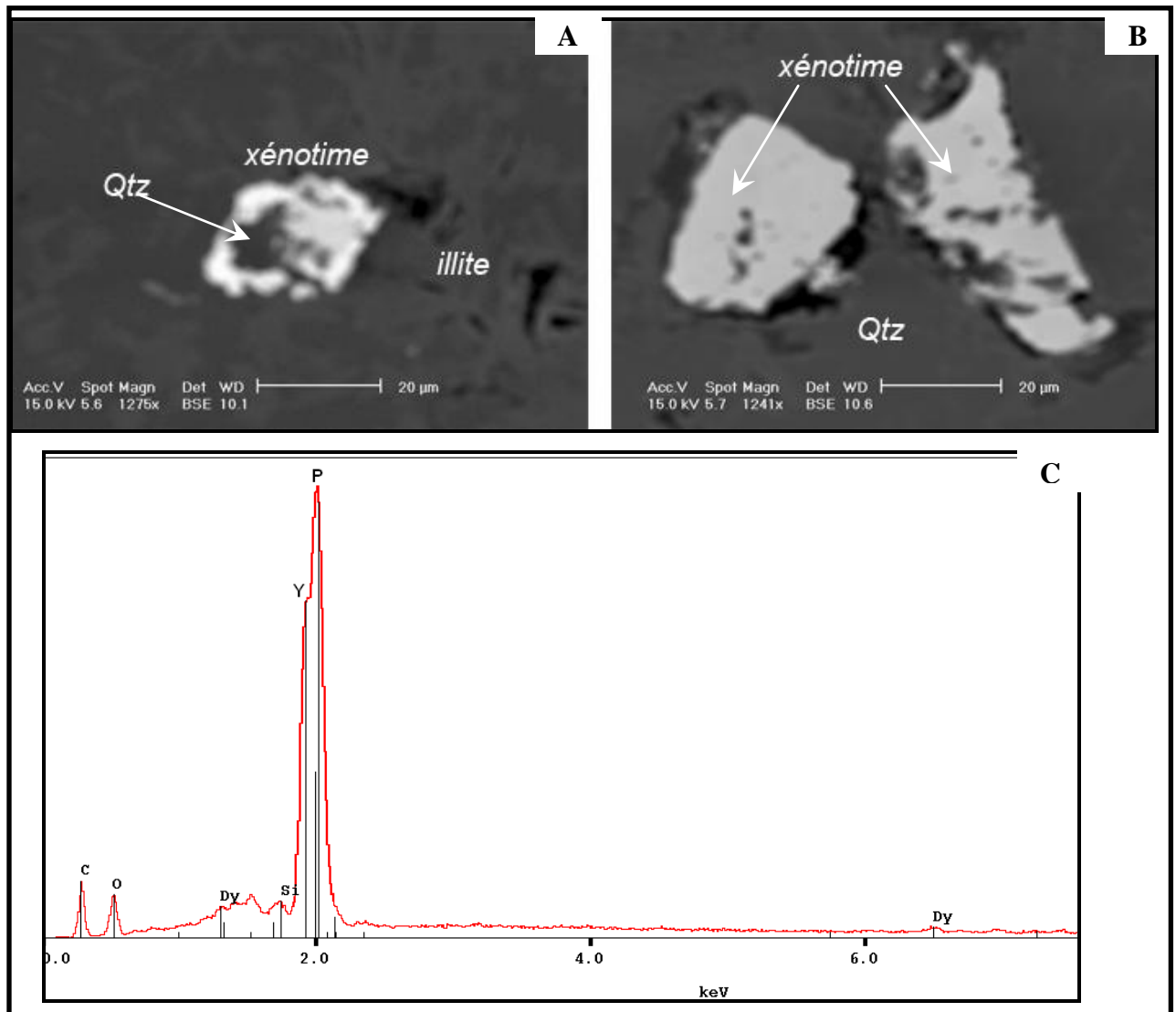


Figure IV.17: Observation du xénotime (MEB- BSE). A) grain détritique subautomorphe altéré de xénotime avec la porosité remplie par le quartz (échantillon MSF11); B) grains subautomorphes de xénotime altérés avec la porosité remplie par le quartz (échantillon MSF12); C) spectre de l'analyse du grain de xénotime de la figure A.

Qtz: quartz

## IV.1-2 : Autres minéraux accessoires

### IV.1.2-1 : Chromite

La chromite (20  $\mu\text{m}$ - 100  $\mu\text{m}$ ), s'observe généralement dans les faciès conglomératiques lités. Elle est le plus souvent observée dans les lits des minéraux accessoires. De forme arrondis à subarrondis (Figure 4-18). Elle est parfois partiellement altérée

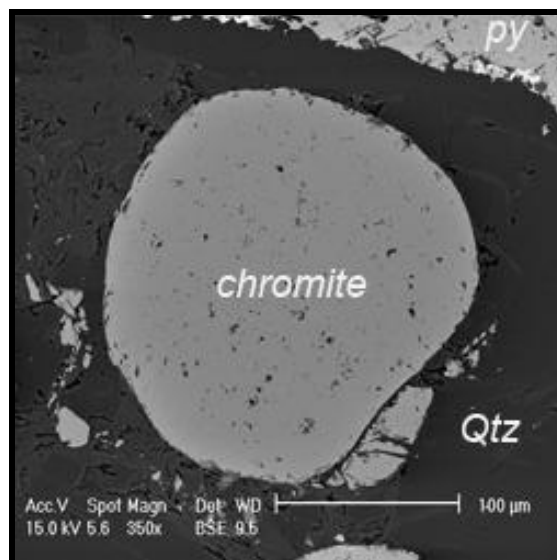


Figure IV.18: Observation de la chromite (MEB- BSE) : grain détritique arrondi (échantillon MSF2);

Qtz: quartz

### IV.1.2-2: Zircon

Le zircon, est observé en grains détritiques subautomorphe à subarrondis (10  $\mu\text{m}$ - 200  $\mu\text{m}$ ). Il s'observe dans tous les faciès conglomératiques et contient généralement des micros inclusions de galène (Figure 4-19 A). Certains grains présentent des zonations (Figure 4-19 B).

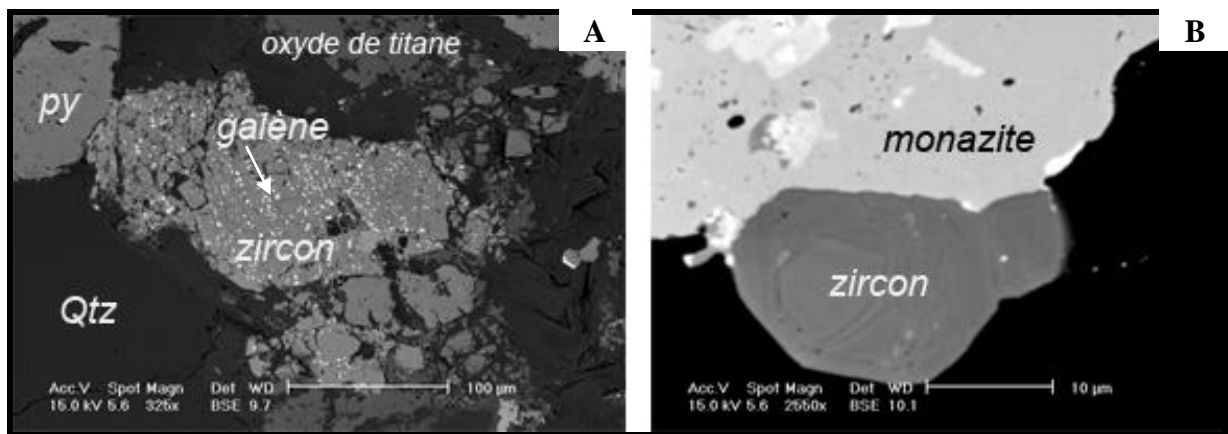


Figure IV.19: Observation du zircon (MEB- BSE). A) grain altéré avec des micro inclusion de galène (échantillon MSF2); B) grains subautomorphe de zircon zoné collé a un grain de monazite (échantillon MSF11);

Qtz: quartz

## **IV.2 – Etude minéralogique des carottes du forage TSB 07-26**

Les faciès conglomératiques des carottes du sondage TSB07-26 comprennent un conglomérat lité (CG2<sub>2</sub>) et trois conglomérats granoclassés à galets de quartz qui sont riches en pyrite et minéraux lourds (CG1<sub>2</sub>, CG3<sub>2</sub> et CG4). Ces conglomérats sont intercalés avec des grès.

### **IV.2.1 : Le quartz**

Dans les faciès conglomératiques les grains détritiques de quartz ont des tailles comprises entre 200µm et 3 cm. Ces grains sont généralement arrondis à subarrondis et ont des surcroissances de quartz. Les contacts des grains de quartz dans les faciès conglomératiques sont généralement concavo-convexe à plans.

Les faciès gréseux ont des grains détritiques de quartz arrondis et subarrondis (10µm à 1mm). Ces faciès ont la particularité d'être riches en grains subarrondis de quartz polycristallin. Les contacts entre les grains détritiques de quartz sont majoritairement de type concavo-convexes et quelques fois suturés selon le degré de dissolution des grains détritiques de quartz et le type de faciès (conglomératique à gréseux).

Dans les faciès gréseux et conglomératiques, les surcroissances de quartz remplissent une grande partie de la porosité. L'épaisseur des surcroissances varie généralement entre 20µm et 50µm, mais elle peut parfois atteindre 100µm (les liserés discontinus de quartz autour de certains grains détritiques arrondis de pyrite). Les surcroissances de quartz contiennent des inclusions opaques.

### **IV.2.2 : Les feldspaths**

Les feldspaths observés dans le sondage TSB07-26 sont les feldspaths potassiques. Leur aspect varie selon le faciès dans lequel ils ont été observés. Ils sont partiellement altérés et sont localement remplacés par l'illite dans les faciès gréseux. L'intensité de cette dissolution augmente avec la profondeur et selon le type de faciès. Les rapports  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  de ces échantillons (Tableau 4. 1) qui sont compris entre 3,5 et 7 montrent que les feldspaths potassiques ne sont pas complètement dissous. Les processus de dissolution recristallisation sont plus marqués dans les faciès gréseux que dans les faciès conglomératiques (à matrice silico-argileuse).

### **IV.2.3 : L'illite**

L'illite est le phyllosilicate le plus représenté, elle est observée dans tous les échantillons. Les particules d'illite sont de forme fibreuse et lamellaire en position intergranulaire. L'origine possible est la réaction d'illitisation due à la dissolution partielle des feldspaths potassiques.

Trois types d'expression de l'illite ont été observés dans les échantillons étudiés : (1) l'illite en remplissage de pores qui comble partiellement ou totalement la porosité, (2) l'illite en enrobage de pores qui tapisse la paroi des pores mais préserve leur porosité intérieure, (3) l'illite en tapissage des bordures des grains de quartz détritiques.

L'illite en enrobage de pores est généralement observée dans les pores de dissolution des minéraux lourds (pyrite et monazite). L'illite en tapissage de grains de quartz est systématiquement observée dans les faciès gréseux à faible dissolution inter granulaire et dans un faciès conglomératique (CG1<sub>2</sub>: échantillon MSF8).

#### IV.2.4 : La chlorite

La chlorite est souvent observée en ciment autour des grains détritiques (Figure 4.20).

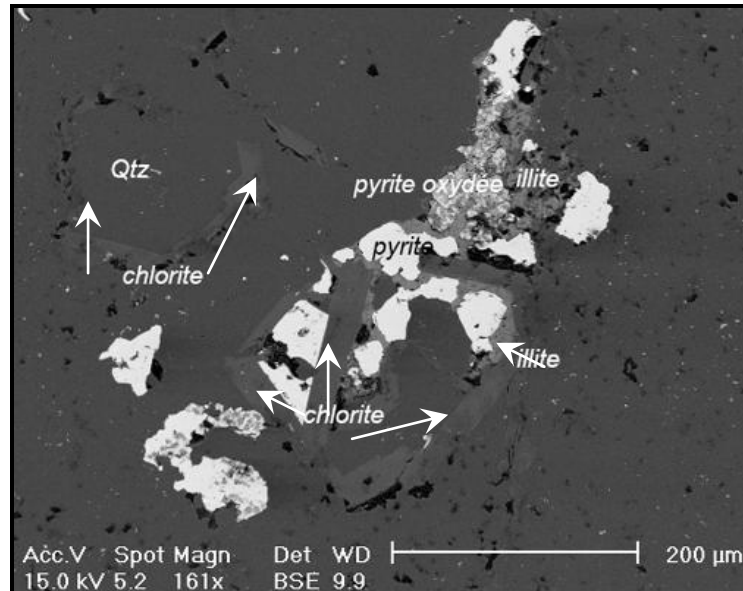


Figure IV.20: Observation de la chlorite (MEB- BSE) en ciment de petits cristaux de pyrite, et de quartz (à gauche)  
Qtz: quartz.

#### IV.2.5: La sidérite magnésienne

La sidérite magnésienne (Figure 4.21 A) est présente dans l'échantillon du faciès gréseux (MSF6). Elle est sous forme de cristaux subautomorphes (10µm) englobés dans la pyrite (Figure 4.21 B et C).

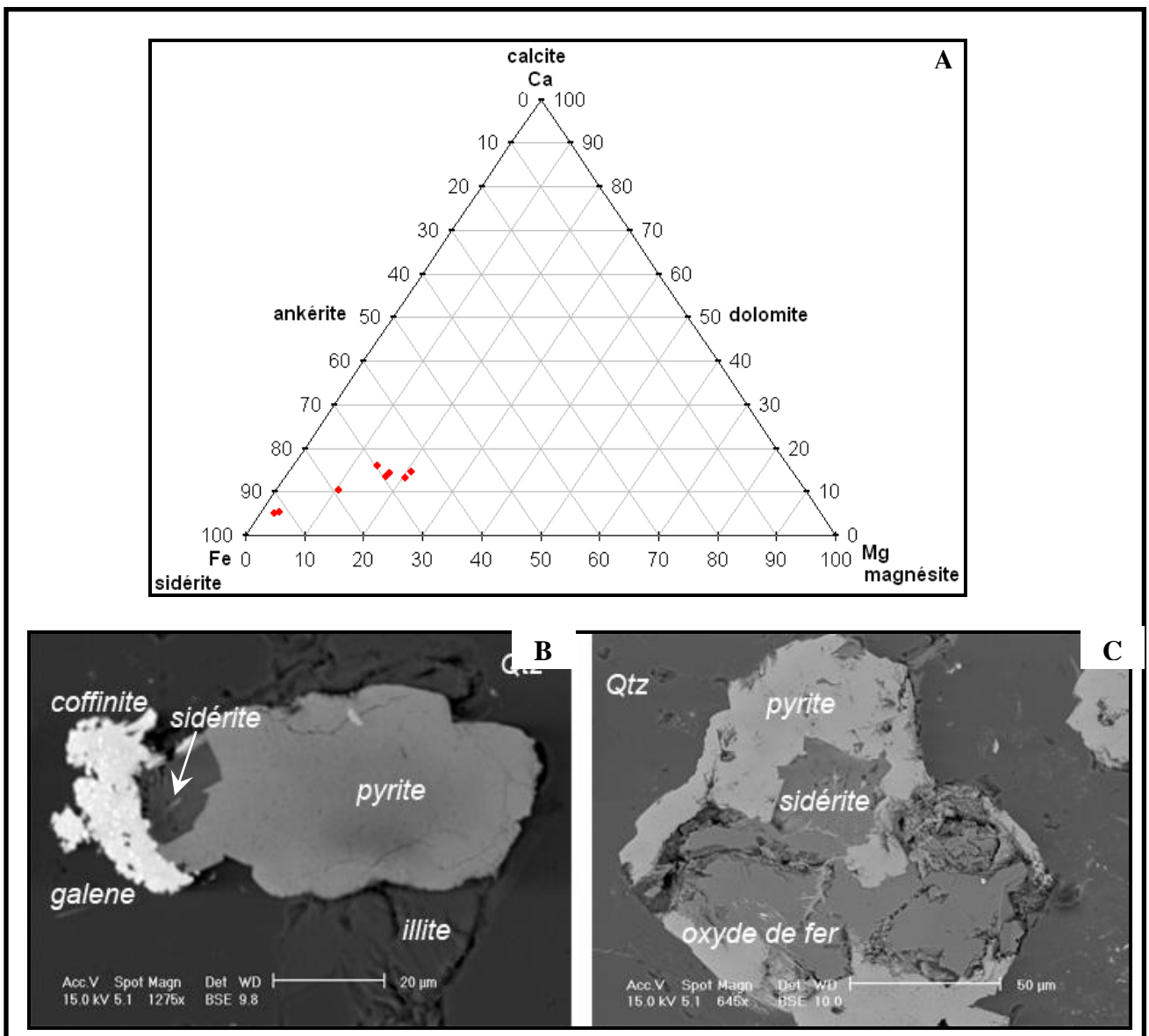


Figure IV.21: Analyse et observation de la sidérite (MEB- BSE). A) diagramme ternaire des solutions solides des carbonates de fer, magnésium et calcium ; B) sidérite englobé dans la pyrite (échantillon MSF6); C) sidérite en inclusion dans la pyrite, cette sidérite est recoupée par des filonnets remplis par l'oxyde de fer (échantillon MSF6).

Qtz: quart



## IV.2.6 : Pyrite

La pyrite est présente dans presque tous les échantillons étudiés à l'exception d'un faciès gréseux (échantillon MSF6). Elle s'observe sous trois formes différentes: 1) la pyrite détritique arrondis à subarrondis ( $10\mu\text{m} - 500\mu\text{m}$ ), elle peut être massive (compacte) ou poreuse. Abondante dans les faciès conglomératiques, sa porosité est remplie par le quartz, l'illite et quelques fois par des minéraux accessoires. En bordure de certains grains détritiques de pyrite arrondie il se forme des liserés de coffinite et de quartz (Figure 4.22 A, B); 2) la pyrite en cube ( $5\mu\text{m} - 100\mu\text{m}$ ) observée dans les faciès conglomératiques lités, sous forme compacte et poreuse.

La porosité est remplie par le quartz, l'illite et quelque fois par la coffinite. Ils contiennent des inclusions de sphalérite et parfois de galène (Figure 4.22 B); 3) la pyrite subautomorphe ( $10\mu\text{m} - 1\text{mm}$ ) corrodée, arrondie par les bords. Sa porosité est remplie par le quartz, les APS, la chalcoppyrite et les minéraux argileux (Figure 4.22 C).

La pyrite subautomorphe se forme précocement (elle englobe parfois des grains détritiques de quartz avant la formation des surcroissances) ou tardivement lorsqu'elle cristallise dans les filonnets de quartz (Figure 4.22C, 4.22D). De plus, certains cristaux de pyrite en cube s'oxydent en laissant place à des oxydes de fer ils sont remplacés par des minéraux argileux (Figure 4.22E)

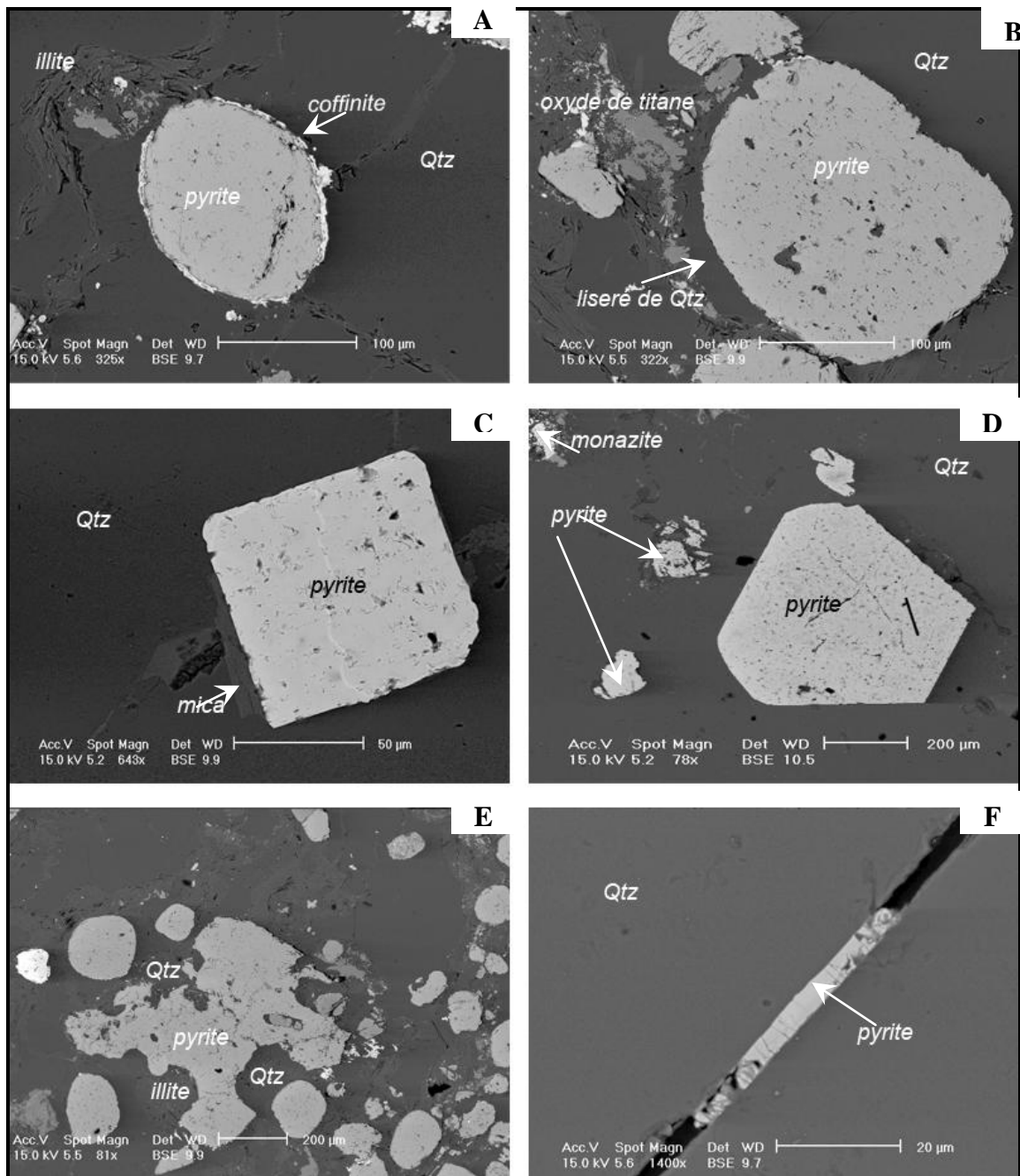


Figure IV.22: aspect général de la pyrite (MEB-BSE). A) grain de pyrite arrondie compacte avec un liseré discontinu de coffinite (échantillon MSF2); B) grain de pyrite arrondie poreux avec un liseré discontinu de quartz (échantillon MSF2); C) grain de pyrite en cube compact (échantillon MSF7); D) grain de pyrite poreux avec la porosité remplie par le quartz (échantillon MSF5); E) pyrite subautomorphe cristallisant en épousant la forme des surcroissances de quartz (échantillon MSF2); F) pyrite en remplissage d'un fillonet de quartz (échantillon MSF2).

Qtz: quartz matriciel (figures C, D, F); ciment de quartz (figure B, E) et grain détritique de quartz subarrondi (figure A,B, E).

#### IV.2.7 : La chalcopryrite

La chalcopryrite a été observée uniquement dans les faciès conglomératiques (CG1<sub>2</sub> et CG3<sub>2</sub>). Ce sont des cristaux subautomorphes avec des tailles comprises entre 10µm-100µm (Figure 4.23 A, B, C, D). Ces cristaux subautomorphes de chalcopryrite sont parfois corrodés. La chalcopryrite cristallise aussi en imprégnation de l'illite (Figure 4.23 A), et en micro-inclusions dans certains grains de pyrite subautomorphes.

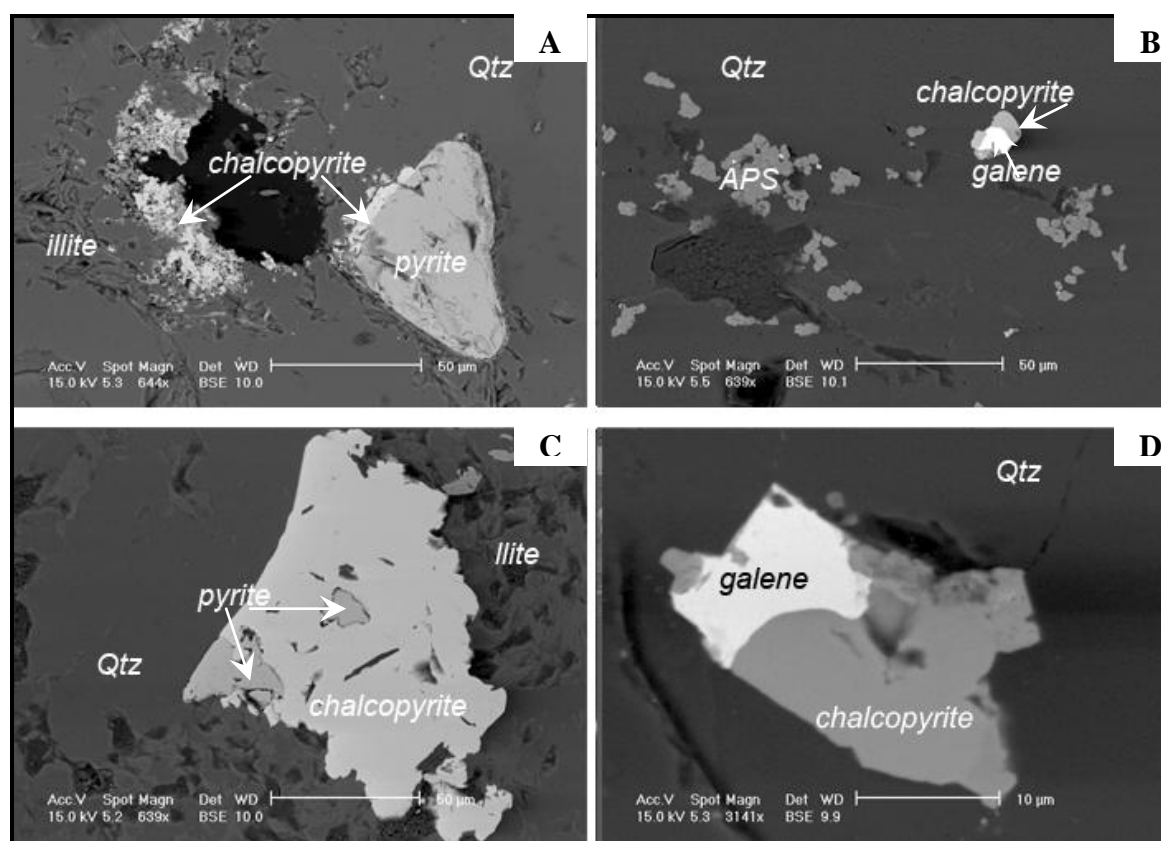


Figure 4.23: Observation de la chalcopryrite (MEB- BSE). A) liseré discontinu de chalcopryrite autour d'un grain détritique de pyrite et chalcopryrite imprégnant le l'illite (échantillon MSF1); B) grain de chalcopryrite enrobant un grain de galène (échantillon MSF4); C) grain de chalcopryrite avec des inclusions de pyrite

(échantillon MSF8); D) grain de galène et de chalcoppyrite. La galène englobe la chalcoppyrite (échantillon MSF1).

Qtz : grain détritique de quartz (figure C) et quartz matriciel (figure A, B, D).

#### IV.2.8 : La galène

Elle a été observée dans tous les échantillons des faciès conglomératiques. La galène est généralement observée en micro-inclusions dans les grains détritiques arrondis de pyrite, dans les grains détritiques subarrondis de zircon altérés (Figure 4.24 A).

Elle a été observée aussi dans un grain de coffinite et dans un grain subautomorphe de thorite corrodé et altéré (Figure 4.24 B). Des cristaux de galène subautomorphes inférieurs à 5µm ont été observés associés à la chalcoppyrite (Figure 4.23 B, D)

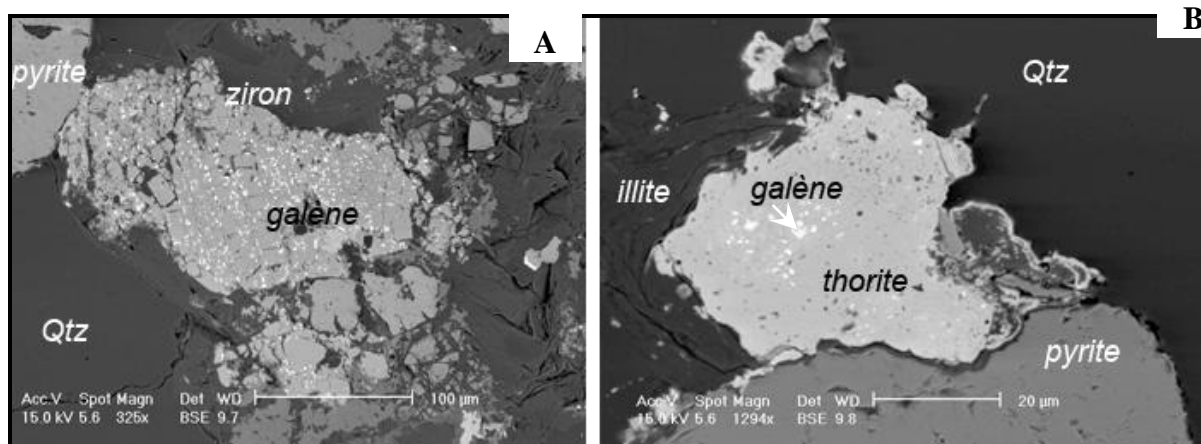


Figure.4.24: Observation de la galène (MEB- BSE). A) micro-inclusions de galène dans un grain subarrondi altéré de zircon (échantillon MSF2); B) micro-inclusions de galène dans un grain subautomorphe de thorite altéré (échantillon MSF2).

Qtz: grain détritique subarrondi de quartz (figure A) et ciment de quartz (figure A, B).

### IV.2.9 : Les oxydes de titane

Les différents oxydes de titane n'ont pas été distingués dans ce sondage. Ils sont observés dans tous les faciès conglomératiques. Les grains d'oxyde de titane (20µm-200µm) sont le plus souvent altérés et sont arrondis à subarrondis.

Ils contiennent le plus souvent des inclusions de galène et s'observent généralement à proximité des grains détritiques de pyrite (arrondis à subarrondis) et des grains subautomorphes de pyrite (Figure 4.25 A). Un oxyde de titane en forme de « treillis » a été localement observé (Figure .25 B).

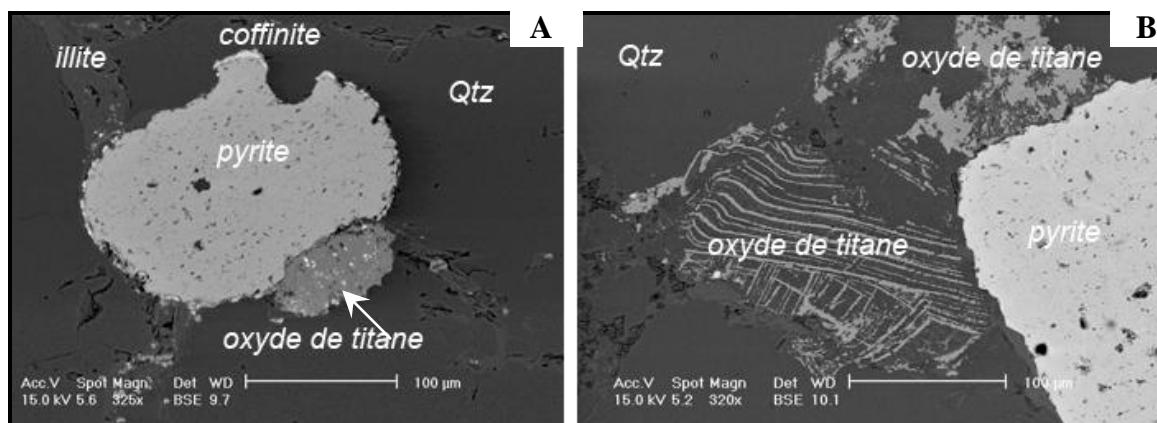


Figure 4.25: Observation des oxydes de titane (MEB- BSE). A) grain arrondi d'oxyde de titane altéré avec des microinclusions de galène (échantillon MSF2); B) dans la matrice de la roche oxyde de titane en forme de «treillis» (échantillon MSF7). Qtz: grain détritique subarrondi de quartz (figure A, B).

### IV.2.10 : Les oxydes de fer

L'oxyde de fer a été observé dans le faciès conglomératique CG2<sub>2</sub> (MSF5) et en remplissage de la porosité de la sidérite dans le faciès gréseux MSF6 (Figure 4.20 C). L'oxyde de fer observé dans le faciès conglomératique proviendrait de l'oxydation de la pyrite à partir des eaux météorites.

L'oxydation de la pyrite s'observe en liseré sur un grain de pyrite subautomorphe détritique (Figure 4.26 A) que sur un cristal de pyrite cubique altéré



(Figure 4.26 B). L'oxyde de fer observé dans la porosité de la sidérite dans l'échantillon du faciès gréseux (MSF6) témoignent d'une cristallisation postérieure à celle de la sidérite.

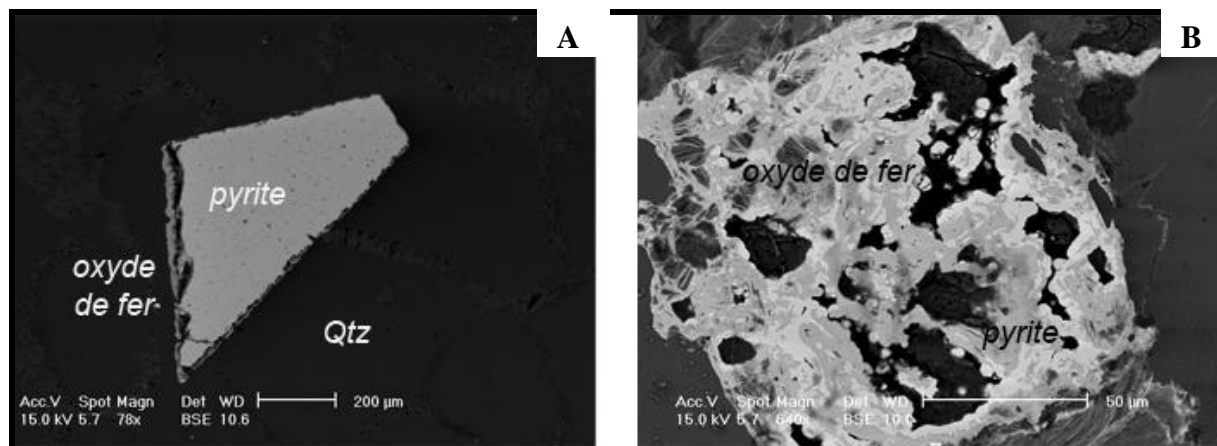


Figure 4.26: Observation des oxydes de fer (MEB- BSE). A) liseré d'oxyde de fer en bordure d'un grain automorphe de pyrite (échantillon MSF12); B) oxydation d'un grain en cube de pyrite (échantillon MSF5).

Qtz: grain détritique subarrondi de quartz (figure A).

#### IV.2.11 - Les silicates et les oxydes d'uranium et de thorium

La coffinite est présente dans tous les faciès conglomératiques et dans deux faciès gréseux (MSF1 et MSF6). Elle s'observe généralement en liseré discontinu ou continu et en remplissage de la porosité de certains grains de pyrite détritiques arrondis et des grains de pyrite subarrondis (Figure 4.27 A). Ces liserés sont le plus souvent inférieurs à 10µm. La coffinite est aussi observée dans les filonnets de quartz (Figure 4.27 B).

La thorianite a été observée uniquement dans les faciès conglomératiques (CG4, CG3<sub>2</sub> et CG2<sub>2</sub>), en inclusions (inférieures à 5µm) dans les grains de monazite détritiques subarrondis altérés (Figure 4.27 C).

Des grains de thorite subautomorphes avec des inclusions de monazite (20µm - 50µm) altérés ont été observés dans le faciès conglomérat lité CG2<sub>2</sub> (Figure 4.27 D).

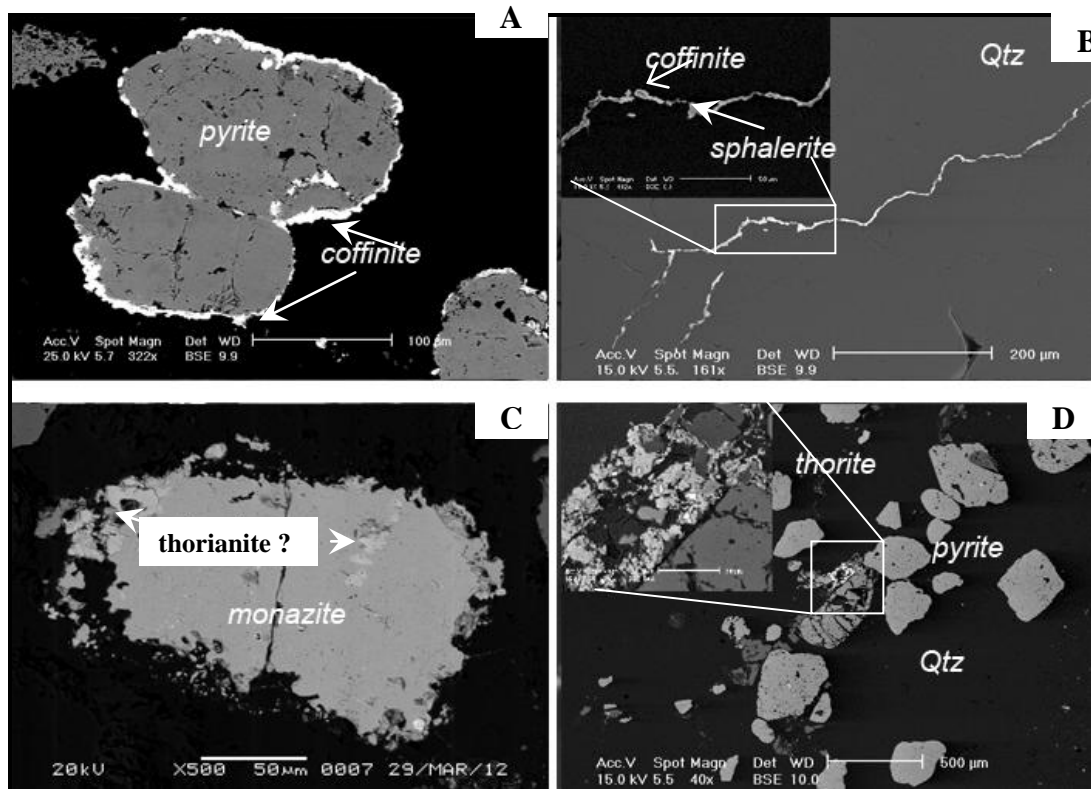


Figure 4.27: Observation de la coffinite et de la thorite (MEB-BSE). A) liseré discontinu de coffinite autour de deux grains détritiques de pyrite et en remplissage de la porosité secondaire de ces grains (échantillon WM4.1); B) la coffinite tapisse les bordures d'un filonnet de quartz colmaté par la sphalérite (échantillon MSF2); C) thorite en inclusion dans un grain détritique de monazite altéré (échantillon MSF5); D) grain de thorite très altéré dans un lit de minéraux lourds (échantillon MSF4). Qtz: grain détritique de quartz (figure B, D) et ciment de quarte (figure D).

#### IV.2.12 : Les phosphates

Quatre phosphates ont été observés dans tous les faciès conglomératiques et dans un faciès gréseux :

1) la monazite (50μm-100μm) détritique arrondie à subarrondie altérée et la monazite compacte détritique arrondie à subarrondi altéré. Elle contient généralement des inclusions de thorite (Figure 4.28 A, B);

2) la fluoroapatite (20μm-100μm) se présente sous deux formes: grain compact détritique arrondi à subarrondi parfois corrodé par les bords, et grain

détritique subarrondi altéré, montrant parfois des liserés de forme arrondis qui témoignent de la forme avant la dissolution partielle du grain Figure 4.28 C et D)

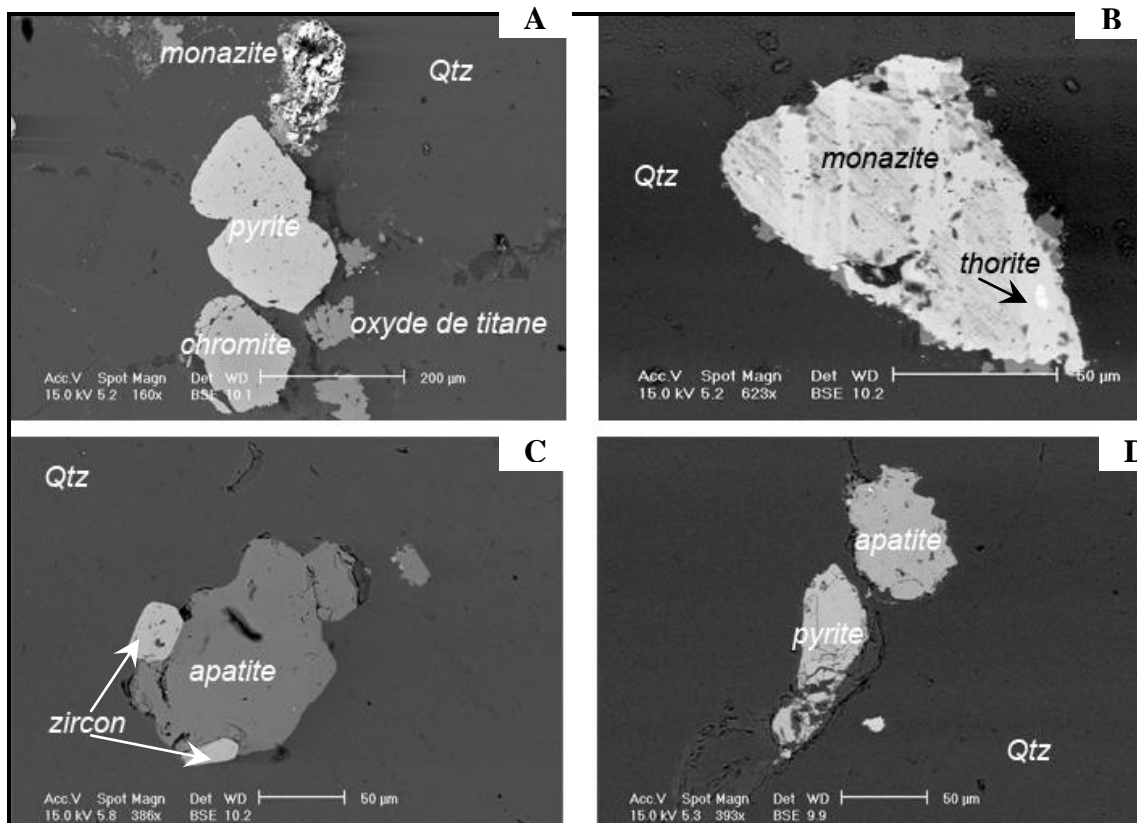


Figure 4.28: Observation de la monazite et de l'apatite (MEB-BSE). A) grain arrondi de monazite très altéré (échantillon MSF5); B) grain subarrondi de monazite corrodé par les bords contenant une inclusion de thorite (échantillon MSF5); C) apatite subarrondie compacte (échantillon MSF1); D) fluoroapatite subarrondie partiellement altérée (échantillon MSF1).

Qtz: grain détritique de quartz (figure A) et ciment de quarte (figure A, B, C, D).

3) Seul un grain de xénotime subautomorphe (100µm) a été observé localement dans le faciès gréseux MSF7 (Figure 4.29), au niveau d'un lit argileux riche en pyrite, en oxyde de titane et en monazite ;



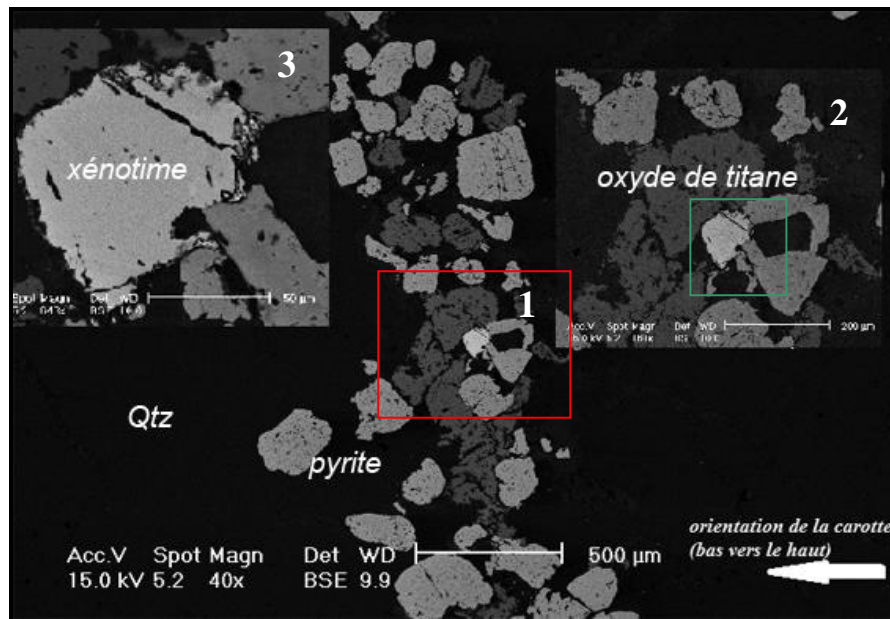


Figure 4.29: Observation du xénotime (MEB- BSE). Grain subautomorphe de xénotime dans un lit de minéraux lourds tels que la pyrite et l'oxyde de titane (échantillon MSF7). Qtz: grain détritique de quartz et ciment de quarte.

4) les phosphates alumineux hydratés sont des solutions solides entre la florencite (phosphate alumineux de Terres Rares) et crandallite (phosphate alumineux hydraté de calcium). Ils se présentent en grains avec des tailles variant entre 5µm -100µm (Figure4.30 A, C).

Certains grains remplissent la porosité des grains de pyrite arrondis et des grains de pyrite subautomorphes (Figure4.30 B). Des grains détritiques d'APS en forme de «gouttelette» ont été observés localement.

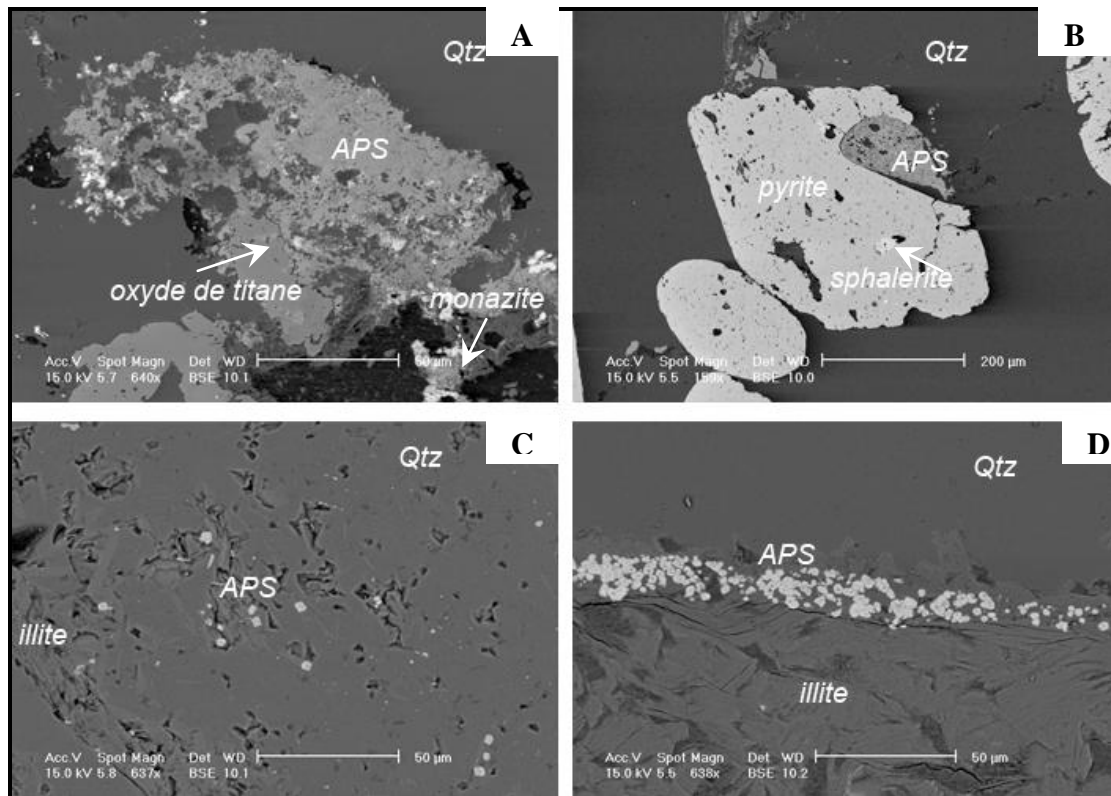


Figure 4.30: Observation des phosphates alumineux hydratés: APS (MEB- BSE). A) grain d'APS avec des restes de monazite (échantillon MSF5); B) en inclusion dans un grain subautomorphe de pyrite (échantillon MSF4); C) micro-grains d'APS disséminés dans la matrice de la roche, ces grains sont associés aux minéraux argileux (échantillon MSF5); D) micrograins d'APS alignés sur un lit d'illite (échantillon MSF4).

Qtz: grain détritique de quartz (figure C) et quartz matriciel (figure A, B, D).

### IV-3: Paragenèse: Relations texturales entre les minéraux

Les relations texturales entre les minéraux sont mises en évidence par les différentes observations microscopiques. Les échantillons des deux sondages TSB06-23 et TSB07-26 ont été observés en détail au microscope optique (en lumière transmise, polarisée et réfléchi), en cathodoluminescence et au MEB. Ces observations minéralogiques permettent de mettre en évidence des indices chronologiques présents entre les minéraux et d'autres phénomènes ou marqueurs diagénétiques dans le Mozaan Group.

La silicification est présente dans la totalité des échantillons étudiés. En effet, par le fait qu'elle montre ainsi les relations texturales avec la plupart des minéraux authigènes (ou phénomènes diagénétiques) et les minéraux détritiques elle peut constituer un indice chronologique important.

#### IV.3-1 : Événements antérieurs à la silicification

Tableau 4.2 : Événements diagénétique antérieurs à la silicification identifiés dans les deux sondages **Sondages TSB06-23 et TSB07-26**

Evenements diagenetiques identiques dans les deux sondages	Evenements diagenetiques differents
Tapissages illitique autour des grains détritiques de quartz	
Néoformation de pyrite en cube	
Remplissage de la porosité par les minéraux argileux (illite)	
	Précipitation de sidérite magnésienne ( <b>sondage TSB07-26</b> )
illitisation par dissolution partielle des feldspaths potassiques	

### IV.3-2 : Evènements postérieurs à la silicification

Tableau 4.3 : Evènements diagénétique postérieurs à la silicification identifiés dans les deux sondages **TSB06-23** et **TSB07-26**

Evenements diagenetiques identiques dans les sondages	Evenements diagenetiques differents
Dissolution totale des feldspaths potassiques	
illitisation par dissolution des feldspaths potassiques	
Fracturation	
Styllolite	
Néoformation de pyrite en cube	Cimentation de la chlorite ( <b>sondage TSB06-23</b> )
	Précipitation de sidérite magnésienne ( <b>sondage TSB07-26</b> )
Dissolution de la monazite détritique	
Absence de l'uraninite détritique	
Cristallisation de la coffinite, de la thorite en bordure des grains détritiques de pyrite	

Certains évènements sont contemporains à la silicification comme l'asénopyrite. Elle cristallise par exemple en même temps que la silicification en

bordure de la pyrite détritique arrondie, puis la coffinite cristallise postérieurement sur elle.

De plus, la sidérite remplit parfois la porosité de la pyrite détritique et l'oxyde de fer vient remplir la porosité de la sidérite.

La paragenèse dans le sondage TSB06-23 est comparable à celle dans le sondage TSB07-26 grès, hormis pour certains événements qui sont propres à chaque sondage.

#### **IV-4 : Description des phénomènes diagenétiques**

Cette partie vise à décrire les phénomènes diagénétiques observés dans l'ensemble des échantillons étudiés. Les observations ont été réalisées à l'aide du microscope optique en lumière naturelle et en lumière polarisée, en cathodoluminescence et au MEB.

##### **IV.4-1 : Silicification : cimentation du quartz**

La cimentation de quartz authigène (surcroissance) est présente dans tous les échantillons étudiés, elle s'exprime principalement par des auréoles de surcroissance autour des grains détritiques de quartz et des auréoles de surcroissance autour de quelques grains détritiques arrondis de pyrite (Figure). Les surcroissances de quartz remplissent une grande partie de la porosité dans certains échantillons. L'épaisseur des surcroissances varie généralement entre 10 et 50µm dans les faciès gréseux et conglomératiques, mais elle peut parfois atteindre 100µm dans certains faciès conglomératiques (les auréoles de surcroissances de quartz autour des grains arrondis de pyrite).

Les surcroissances de quartz montrent une faible luminescence, de même couleur que le grain détritique de quartz sur lequel ils « poussent » (brune ou bleu).

Les auréoles de surcroissance sont en contact direct avec le grain détritique de manière syntaxiale. Ces auréoles de surcroissances sont généralement discontinues, comblant d'abord les irrégularités du grain détritique et englobe parfois partiellement le grain détritique. Ces auréoles croissent librement comblant dans certains cas la porosité intergranulaire.

#### **IV.4-2 : Pression dissolution : dissolution du quartz intergranulaire**

La dissolution du quartz intergranulaire définit comme le mécanisme appelé «pression-dissolution» n'est pas très connu dans le mécanisme de compaction chimique au contact des grains de quartz (Bjørkum, 1996 ; Worden et Morad, 2000). Les phénomènes de « pression dissolution » sont estimés par des zones de stylolitisation et les contacts entre les grains de quartz.

#### **IV.4-3 : Les contacts entre les grains de quartz**

Dans tous les faciès étudiés trois principaux contacts entre les grains de quartz sont observés : 1) contacts concavo-convexes ; 2) contacts suturés et 3) contacts plans (Figure 4. 31).

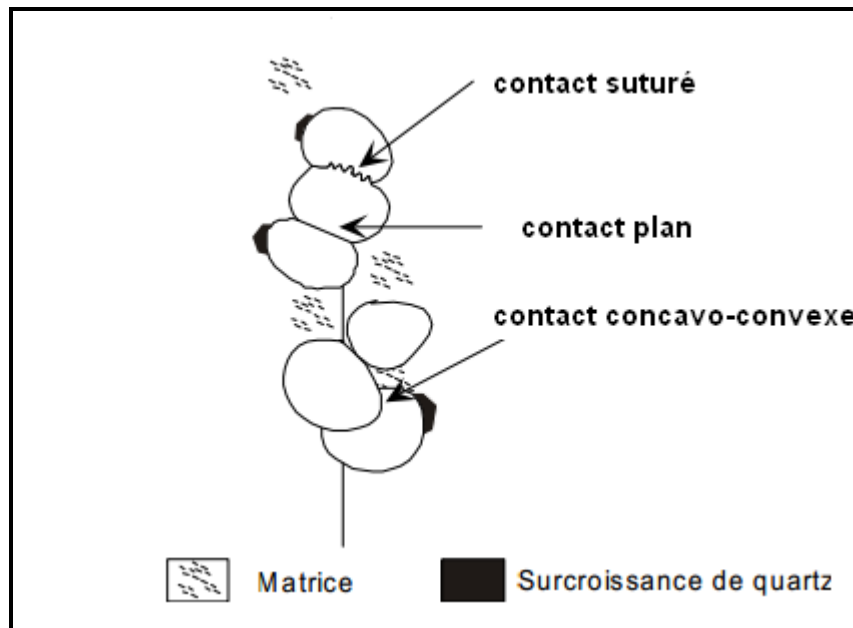


Figure IV.31: représentation schématique des principaux contacts observés entre les grains de quartz dans les faciès étudiés.

Pour Onasch (1993, 1994), les types de contacts sont liés à celles des contraintes que les grains ont subies. Ces contacts sont interprétés ici comme étant des structures de pression dissolution.

Les contacts entre les grains détritiques de quartz sont majoritairement de type concavo-convexes dans les faciès gréseux des deux sondages étudiés. Dans le sondage TSB06-23, la dissolution de quartz intergranulaire diminue en profondeur, les grains de quartz semblent « flotter dans une matrice argileuses » laissant place aux contacts plans ou des contacts quasi inexistantes. Cependant, dans le sondage TSB07-26, la dissolution de quartz intergranulaire augmente considérablement en profondeur entraînant l'apparition de contacts suturés.

Les observations des grès étudiés montrent la présence du tapissage illitique par endroit dans tous les faciès gréseux. Ce tapissage peut affecter le processus de pression-dissolution par différents mécanismes. Cette illite peut former des

barrières contre la diffusion de la silice dissoute et ralentir la précipitation du quartz. Par conséquent elle ralentit le processus de «pression dissolution ».

La dissolution de quartz intergranulaire opère au contact entre deux grains. Il peut s'agir d'un contact quartz-quartz, quartz-minéraux argileux, quartz-minéraux accessoires. Selon Houseknecht, 1984 la surface du grain ayant été dissoute par pression-dissolution, est estimée à partir de l'observation de la forme du contact.

La validité de cette méthode est moins bonne lorsque les grains sont sub-arrondis à subautomorphes car il n'est pas facile dans ce cas de reconstituer la forme initiale du grain détritique. Cette méthode s'applique uniquement que sur les contacts entre les grains arrondis (seuls les contacts quartz-quartz sont pris en compte).

#### **IV.4-4 : Les stylolites**

Dans les grès étudiés les stylolites se développent généralement parallèlement à la stratigraphie dans les grès. Ils sont présents généralement dans les faciès gréseux. À l'échelle de la lame mince, ils sont noirâtres ou brunâtre (due à la concentration en argile ou en matière organique).

Les stylolites (ou microstylolites) observés sont remplis parfois de la pyrite mais surtout par une forte concentration en minéraux argileux. Ils sont le plus souvent horizontaux à sub-horizontaux (généralement stratiformes). La stylolitisation est très bien observée sur les carottes. Les stylolites se forment généralement à un stade d'enfouissement avancé, donc assez tardif durant la diagenèse.



**IV.4-5 : Filonnets de quartz**

Les filonnets de quartz sont fréquemment observés dans tous les échantillons étudiés. Ils recoupent l'échantillon. Des filonnets sont remplis par le quartz et les minéraux argileux généralement, parfois par certains minéraux lourds (pyrite, coffinite, APS).



---

# **CHAPITRE 5**

## **Géochimie des conglomérats et des grès du Mozaan Group**

---



## Géochimie des conglomérats et des grès du Mozaan Group

### Introduction

La composition en éléments majeurs et en traces des conglomérats et des grès permet de caractériser les différentes sources d'apports détritiques terrigènes alimentant le bassin sédimentaire de Pongola. Cette étude permet également d'évaluer les altérations chimiques postérieures au dépôt ayant affecté ces roches.

Afin de caractériser les variations de composition du matériel détritique, 11 échantillons ont été analysés à la sonde électronique et 13 échantillons ont été étudiés par analyse chimique en roche totale, en éléments majeurs et en traces, en Eléments des Terres Rares (ETR) et en soufre total. La composition en éléments majeurs et en éléments traces est reportée dans les tableaux 5.2 et 5.3.

La détermination des processus d'altération supergène, diagénétique et/ou hydrothermale des grains détritiques de pyrite et de certains minéraux accessoires, pourrait renseigner sur les circulations des fluides s'étant produites dans les sédiments. L'altération des feldspaths pourrait donner des renseignements sur le fractionnement des éléments majeurs entre les matériaux sources et les roches sédimentaires formées dans le bassin. De plus, la couleur des grains détritiques de quartz en cathodoluminescence apporte des informations supplémentaires sur la ou les sources des sédiments.

Les conglomérats et les grès généralement à porosité et perméabilité moyenne à élevées peuvent se comporter comme des systèmes géochimiques ouverts. A cet effet, les teneurs en éléments chimiques peuvent avoir été influencées par d'éventuels apports des fluides susceptibles d'avoir circuler dans le bassin.

## **V.1 - Chimie des minéraux accessoires (pyrite, monazite et rutile)**

Les données obtenues à la sonde électronique afin de quantifier les teneurs en éléments traces dans les cristaux de pyrite, rutile et dans la monazite des conglomérats et des grès sont présentées dans l'annexe 1.

Les échantillons analysés CG2 de la carotte TSB06-23 et CG4 de la carotte TSB0726 possèdent des grains détritiques de monazite abondants d'un point de vue microscopique. Les analyses ont été réalisées avec les sondes électroniques CAMECA SX50 et SX100 afin de quantifier l'uranium et thorium dans les cristaux de monazite et de rutile.

Dans les grains de pyrite des conglomérats, les valeurs en Co, Ni et As sont généralement inférieures à la limite de détection de la sonde électronique dans les conditions utilisées. Les teneurs en Co sont inférieures à 0,82 % poids, les teneurs en Ni à 0,91 % poids et les teneurs en As à 1,32 % poids. Les valeurs moyennes de Pb sont de 0,4 % poids. Les valeurs mesurées pour quelques grains de rutile sont inférieures à 0,015 % poids. La teneur en Th est inférieure à 0,028 % poids.

Les données de la quantification des éléments en trace ainsi que de l'uranium et thorium dans les grains de monazite sont rassemblées dans le Tableau 5.3. Ce sont principalement des monazites à Ce (en moyenne 30 % poids de  $\text{Ce}_2\text{O}_3$ ).

Les teneurs en Th sont de 0,53 % à 8,84 %. Les teneurs en U sont inférieures % à 1,14 %, parfois inférieures à la limite de détection. De plus la corrélation entre le thorium et l'uranium est positive (Figure 5.1). Le rapport Th/U est de 17,6 avec un coefficient de corrélation de 0,64.

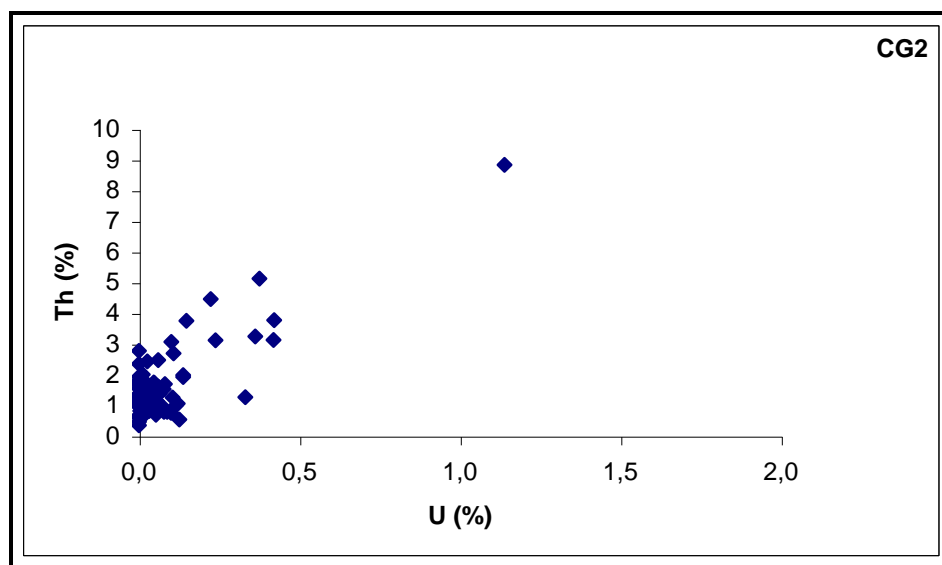


Figure V.1: Teneurs en U et Th dans les grains détritiques de monazite du conglomérat CG2 (TSB06-23) à la sonde électronique.

Tableau 5.1 : Composition chimique des grains de monazite par sonde électronique dans l'échantillon CG2 du TSB06-23

P2O5	CaO	La2O3	Ce2O3	Pr2O3	Nd2O3	Sm2O3	SiO2	SO2	FeO	UO2	PbO	ThO2	Gd2O3	Y2O3	Total
29,94	0,16	9,79	31,04	3,99	16,22	2,57	0,60	0	0,02	0,00	0,08	0,69	1,19	0,20	96,47
28,49	0,10	10,71	31,87	4,17	16,08	2,64	0,55	0	0,00	0,00	0,20	1,91	1,18	0,18	98,07
29,78	0,04	10,55	32,90	4,36	16,79	2,58	0,41	0	0,00	0,01	0,20	1,59	1,20	0,14	100,54
28,89	0,13	12,20	30,93	3,45	14,94	2,14	0,65	0	0,07	0,09	0,21	1,75	1,24	0,38	97,07
29,30	0,11	11,09	30,84	3,38	14,88	2,45	0,72	0	0,09	0,00	0,20	1,99	1,41	0,52	96,97
28,76	0,10	9,81	30,51	4,43	16,46	2,72	0,68	0	0,00	0,00	0,19	1,91	1,21	0,31	97,09
28,00	0,12	11,68	30,84	3,76	15,28	2,33	0,48	0	0,37	0,48	0,22	4,33	1,18	0,40	99,46
29,05	0,11	9,97	31,19	3,88	17,34	2,84	0,54	0	0,03	0,05	0,29	2,00	1,05	0,15	98,48
28,61	0,10	9,58	31,78	4,17	17,65	2,72	0,41	0	0,17	0,00	0,27	2,70	1,05	0,16	99,36
29,69	0,05	10,86	31,02	3,81	15,52	2,53	0,52	0	0,22	0,01	0,20	0,93	1,30	0,14	96,79
28,08	0,22	9,97	29,15	3,73	15,20	2,37	0,89	0,14	0,93	0,17	1,19	4,31	1,16	0,40	97,91
27,68	0,04	8,71	31,75	4,62	17,79	2,65	0,47	0	0,18	0,09	0,23	0,90	1,20	0,13	96,45
29,19	0,10	8,92	31,85	4,42	18,30	2,99	0,39	0	0,00	0,13	0,19	1,15	1,18	0,13	98,94
27,75	0,17	9,87	31,77	3,65	16,92	2,79	0,66	0	0,00	0,00	0,16	1,20	1,18	0,10	96,20
29,31	0,03	9,49	31,81	4,14	18,36	2,75	0,60	0	0,25	0,02	0,21	0,82	1,21	0,13	99,13
28,79	0,02	9,19	31,92	4,16	17,76	2,63	0,64	0	0,22	0,14	0,15	1,20	1,17	0,14	98,12
28,60	0,09	8,69	31,08	4,01	17,40	2,27	0,55	0	0,34	0,04	0,15	1,64	1,17	0,11	96,13
28,93	0,05	8,99	32,29	4,10	17,30	2,73	0,59	0	0,07	0,07	0,21	1,61	1,11	0,11	98,16
28,34	0,02	8,94	32,20	4,31	18,16	3,22	0,46	0	0,00	0,00	0,11	1,15	1,15	0,10	98,14
28,59	0,06	9,25	31,72	4,23	17,48	2,68	0,54	0	0,05	0,10	0,15	0,90	1,11	0,11	96,98
30,64	0,03	8,88	32,35	4,56	17,64	2,91	0,43	0	0,00	0,06	0,15	1,03	1,16	0,08	99,91
29,01	0,06	9,14	31,70	4,38	17,31	2,82	0,48	0	0,19	0,00	0,13	0,76	1,11	0,11	97,20
28,52	0,07	8,86	31,78	4,13	17,10	2,82	0,58	0	0,01	0,11	0,12	0,86	1,13	0,10	96,18
27,68	0,14	8,91	30,64	4,34	16,95	2,94	0,65	0	1,99	0,05	0,16	1,15	1,08	0,11	96,79
27,62	0,14	8,52	31,23	4,20	17,17	2,72	0,62	0	1,01	0,08	0,16	1,10	1,04	0,11	95,72
29,64	0,01	8,43	32,30	4,20	17,43	3,06	0,39	0	0,00	0,09	0,19	1,94	1,20	0,15	99,04
29,07	0,06	9,48	31,81	4,28	17,65	3,03	0,43	0	0,07	0,00	0,16	1,13	1,25	0,14	98,56
29,11	0,09	8,67	31,70	4,24	18,13	2,91	0,50	0	0,00	0,16	0,19	2,21	1,11	0,15	99,16
28,80	0,12	9,65	30,95	3,89	16,40	2,51	0,81	0	0,62	0,00	0,15	1,77	1,10	0,13	96,90
28,30	0,13	9,03	31,15	4,26	17,98	2,52	0,60	0	0,63	0,01	0,22	2,30	1,28	0,16	98,57
27,58	0,09	9,01	30,86	4,15	17,63	2,93	0,67	0	0,20	0,00	0,47	3,19	1,04	0,19	97,99
29,52	0,07	9,24	31,35	4,62	16,90	2,77	0,57	0	0,00	0,04	0,26	1,51	1,21	0,13	98,19
27,88	0,12	11,75	30,56	3,57	15,42	2,60	0,68	0	0,11	0,11	0,22	3,52	1,15	0,29	97,99
29,02	0,11	8,94	31,43	4,15	17,63	2,71	0,53	0	0,37	0,00	0,19	2,22	1,11	0,17	98,57
28,43	0,19	8,94	31,14	4,16	17,65	2,83	0,72	0,03	0,28	0,00	0,21	1,30	1,15	0,14	97,16
29,44	0,12	7,60	30,94	4,57	19,71	3,12	0,50	0	0,27	0,06	0,24	1,86	1,16	0,15	99,74
28,26	0,23	8,05	30,15	4,20	18,53	2,75	0,85	0,05	0,50	0,03	0,17	2,79	1,11	0,21	97,87
29,01	0,11	8,78	31,06	4,17	17,61	2,72	0,85	0	0,18	0,12	0,29	3,09	1,25	0,26	99,51
29,05	0,07	7,74	30,64	4,26	19,01	2,94	0,79	0	0,05	0,04	0,15	0,93	1,21	0,13	97,00
29,32	0,02	7,32	31,63	4,77	19,74	3,31	0,43	0	0,01	0,03	0,17	1,91	1,07	0,15	99,88
28,47	0,15	8,48	31,07	4,25	18,54	2,73	0,72	0	1,21	0,06	0,18	1,98	1,10	0,12	99,05
28,34	0,14	10,26	31,11	3,76	16,04	2,59	0,97	0	0,13	0,04	0,19	1,23	1,14	0,20	96,13
29,90	0,10	13,09	31,79	3,38	14,11	2,41	0,46	0	0,11	0,00	0,14	1,17	1,12	0,23	98,02
28,31	0,12	10,00	31,72	3,97	16,04	2,37	0,57	0	0,08	0,00	0,23		1,26	0,42	97,14



2,07

P2O5	CaO	La2O3	Ce2O3	Pr2O3	Nd2O3	Sm2O3	SiO2	SO2	FeO	UO2	PbO	ThO2	Gd2O3	Y2O3	Total
27,75	0,08	9,41	31,00	4,02	17,50	2,43	0,42	0	0,03	0,00	0,14	1,45	1,20	0,25	95,67
28,58	0,01	9,53	31,91	4,35	17,14	2,74	0,43	0	0,12	0,00	0,18	1,30	1,19	0,20	97,67
29,46	0,03	9,91	31,84	4,22	16,80	2,29	0,43	0	0,12	0,00	0,05	0,40	1,13	0,13	96,80
29,53	0,01	12,20	32,08	3,72	15,08	2,03	0,48	0	0,03	0,00	0,07	0,53	1,04	0,11	96,92
28,81	0,08	10,90	31,93	3,24	16,84	3,29	0,47	0	0,06	0,00	0,19	1,57	1,12	0,19	98,70
29,96	0,05	8,25	31,64	4,54	18,31	2,99	0,30	0	0,05	0,16	0,11	2,27	1,14	0,15	99,90
28,97	0,04	8,15	30,90	3,84	18,36	3,00	0,30	0	0,00	0,00	0,49	2,01	1,26	0,31	97,64
29,26	0,11	13,22	31,92	3,81	14,07	2,20	0,42	0	0,01	0,07	0,24	2,83	1,15	0,25	99,54
29,63	0,12	11,39	31,52	3,42	15,64	2,26	0,45	0	0,07	0,25	0,21	5,12	1,08	0,37	101,53
29,11	0,07	11,34	31,42	4,28	15,99	2,67	0,39	0	0,31	0,07	0,20	1,85	1,11	0,18	98,98
29,37	0,10	11,92	31,97	4,04	15,54	2,52	0,46	0	0,21	0,00	0,16	1,11	1,29	0,19	98,87
27,30	0,09	9,64	31,64	4,03	16,99	2,74	0,54	0	0,07	0,06	0,17	1,29	1,43	0,18	96,18
29,39	0,10	9,81	31,59	3,77	17,29	2,79	0,48	0	0,29	0,05	0,14	1,36	1,21	0,13	98,42
29,51	0,06	12,38	31,80	3,36	15,60	2,50	0,45	0	0,10	0,01	0,13	1,12	1,19	0,14	98,33
27,43	0,13	9,76	31,33	3,96	16,50	2,69	0,47	0	0,77	0,41	0,59	3,72	1,18	0,49	99,42
29,36	0,03	9,52	31,41	4,13	17,07	2,52	0,66	0	0,07	0,48	0,13	3,59	1,30	0,31	100,58
28,69	0,10	9,60	31,68	4,03	17,00	2,69	0,57	0	0,32	0,04	0,14	1,56	1,23	0,27	97,90
28,54	0,12	11,40	31,09	3,73	15,38	2,64	0,57	0	0,00	0,07	0,13	1,58	1,20	0,23	96,68
29,49	0,05	11,65	30,67	3,84	15,07	2,31	0,41	0	0,11	0,38	0,23	1,45	1,29	0,34	97,29
28,07	0,11	10,95	30,90	3,58	16,10	2,51	0,60	0	0,33	0,03	0,21	1,51	1,25	0,48	96,63
27,21	0,06	8,42	29,47	3,78	17,22	2,35	0,98	0	0,14	1,29	1,02	10,16	1,16	0,95	104,21
27,68	0,07	11,87	31,58	3,72	15,66	2,63	0,51	0	0,13	0,06	0,15	0,79	1,22	0,14	96,20
29,13	0,08	10,86	31,87	3,78	16,05	2,73	0,43	0	0,21	0,14	0,15	0,61	1,38	0,17	97,59
28,39	0,01	11,36	32,22	3,81	15,70	2,52	0,35	0	0,00	0,27	0,23	3,59	1,60	0,31	100,35
29,15	0,10	9,36	31,88	3,94	17,23	2,77	0,54	0,00	0,35	0,12	0,29	1,44	1,14	0,21	98,52
27,66	0,13	10,92	30,10	3,85	15,05	2,30	0,89	0,00	0,17	0,43	0,41	5,89	1,16	0,41	99,39

La cartographie chimique des éléments des terres rares réalisée sur les grains de monazite révèle des zonations et des hétérogénéités. Il faut d'abord remarquer que le grain a été corrodé avant le dépôt de la silice car cette silice se concentre dans les pores de dissolution.

A l'intérieur du grain, le thorium est distribué d'une façon très hétérogène et une bordure discontinue est bien visible. L'uranium est parfois localisé dans des zones riches en Th à la fois en bordure et à l'intérieur du grain. Toutes les zones riches en Y le sont également en Th. La distribution de Pb est identique à celle de U, Th et Y.

Le Ce est distribué uniformément à l'exception des grains riches en Th et Y. Enfin, Nd est distribué d'une façon très hétérogène (Figure 5.2).

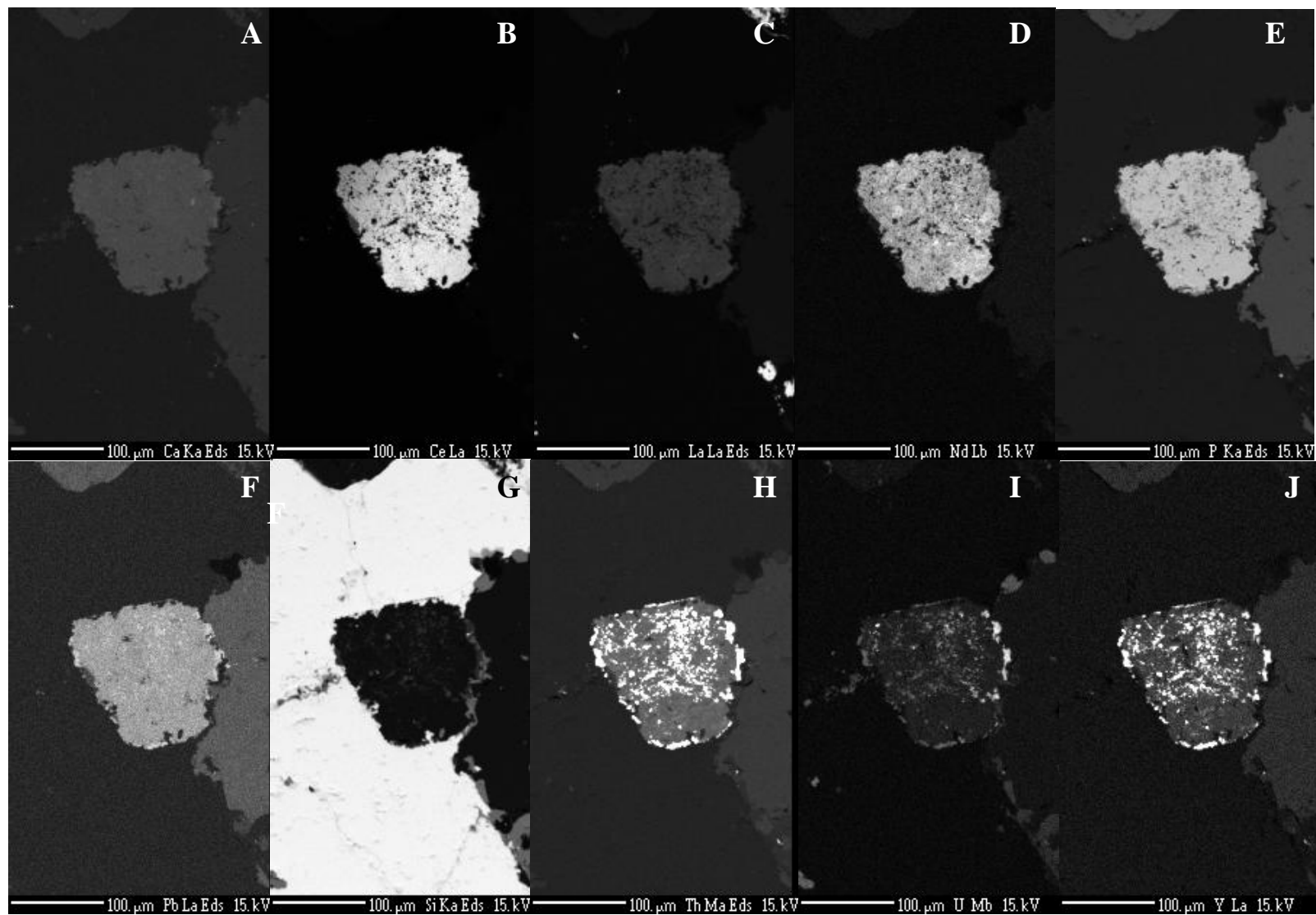


Figure V.2: Cartographie élémentaire d'une monazite A) Calcium, B) Cérium, C) Lanthane, D) Néodyme, E) Phosphore, F) Plomb, G) Silice, H) Thorium, I) Uranium et J) Yttrium

## **V.2 - Analyse in situ U-Pb sur les phosphates d'aluminium hydratés et phosphate de Terres Rares (grains détritiques de monazite)**

Cette analyse avait pour objectif de déterminer la chronologie de certaines phases diagénétiques dans le bassin de Pongola. En effet, les phosphates d'aluminium hydratés ont été observés en remplissage dans la porosité secondaire de certains grains de pyrite détritiques datés de l'âge des formations du Pongola. De plus, des grains de monazite détritiques riches en U et Th ont aussi été analysés.

Ainsi la monazite et les phosphates d'aluminium hydratés peuvent être utilisés comme un marqueur géochronologique grâce aux filiations  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$  et  $^{232}\text{Th}$ - $^{208}\text{Pb}$  (Parrish, 1990; Poitrasson et al., 2000; Cocherie et Albarede, 2001). La désintégration radioactive de l'uranium contenu dans la monazite produit du Pb pouvant être exploité en géochronologie à l'aide des analyses in situ par ablation laser-ICP-MS (Poujol et al., 2003).

La méthode utilisée est la datation  $^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}$  et la taille de faisceau minimale de détection était de  $5\mu\text{m}$  avec un temps d'ablation de 30s par point. Les standards d'âges de 1766 Ga et 515 Ma ont donné des âges moyens respectivement compris entre 1754-1768 et 513-519.

Deux échantillons des conglomérats CG1 et CG2 de la carotte TSB06-23 du Mozaan Group d'âge 2,95 Ga (Gutzmer et al., 1999) ont été analysés par le fait qu'ils présentent une abondance en APS d'un point de vue minéralogique. En effet, la dissolution de la monazite pourrait conduire à la cristallisation des phosphates d'aluminium hydratés observés en remplissage de la porosité secondaire et dans les filonnets de la pyrite détritique (Figure 5. 3 A, B).

Ainsi les moyennes d'âges obtenues dans le remplissage de la porosité des grains de pyrite sont comprises entre 2543-2540 Ma et 2546-2545 Ma pour

respectivement les conglomérats CG1 et CG2 et 3.1 Ma dans un grain arrondis altéré de monazite.

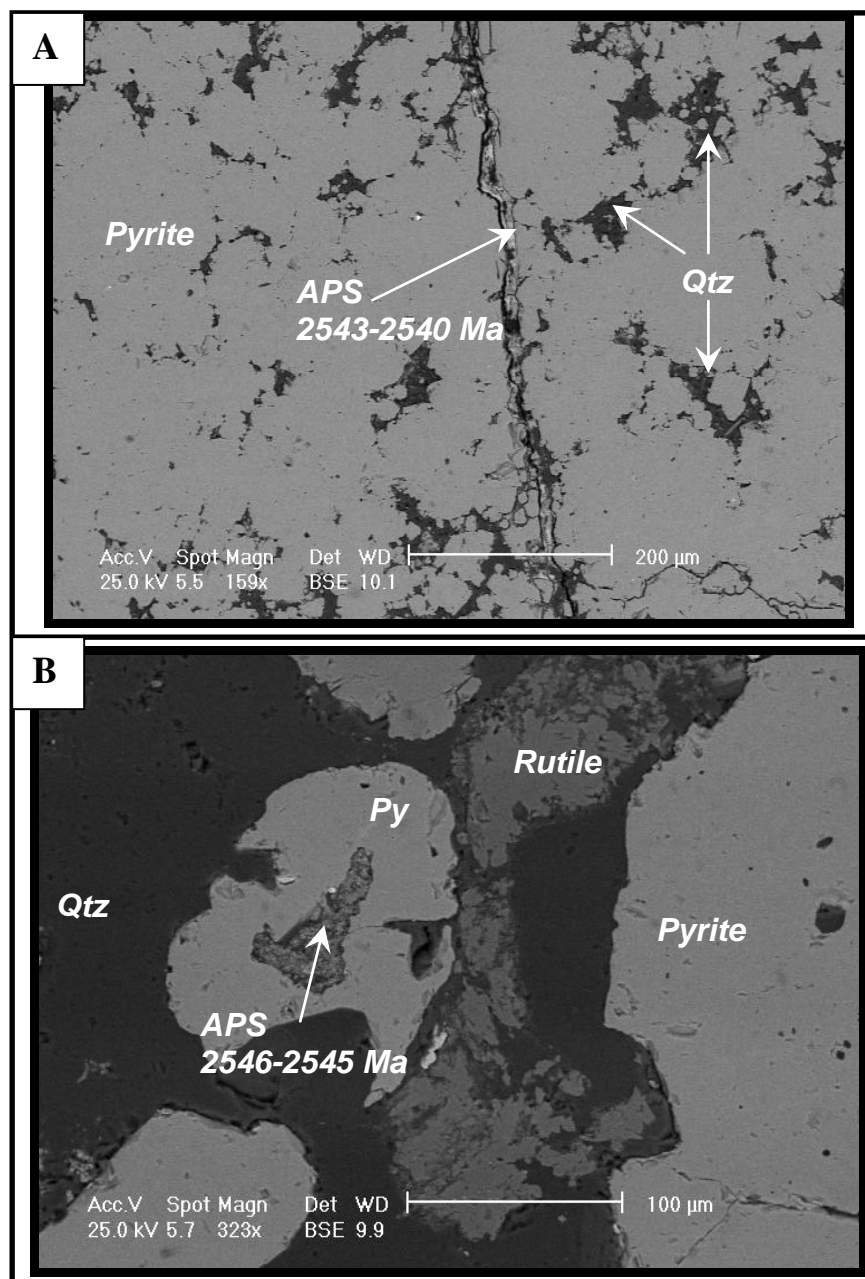


Figure V.3: Datation U-Pb sur phosphate d'aluminium hydraté par ablation Laser ICP MS: A) analyses dans un filonnet dans un grain de pyrite, échantillon CG1 du TSB06 23 ; B) analyses dans la porosité secondaire dans un grain subarrondi de pyrite altérée, échantillon CG2 du TSB06 23.

### V.3 - Eléments majeurs

Les données de la composition des éléments majeurs des conglomérats et des grès sont reportées dans le Tableau 5.3. Outre la silice, les autres éléments majeurs CaO, MnO, MgO et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> sont en faible quantité dans ces échantillons. Ces valeurs sont très souvent en dessous de la limite de détection de la méthode d'analyse.

Les conglomérats sont essentiellement composés de galets de quartz et pyrite comme le montre le chapitre 4 (minéralogie). Ces conglomérats sont riches en quartz avec des teneurs moyennes en SiO<sub>2</sub> de 88,2 % à 97,7 %. Les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varient de 0,9 % à 2,4 %, les teneurs en K<sub>2</sub>O sont faibles de 0,2% à 0,7 % ainsi que les teneurs en TiO<sub>2</sub> qui sont inférieures à 0,65 %. Ces conglomérats sont pauvres en Na<sub>2</sub>O avec des teneurs inférieures à 0,04%. Les faibles teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et TiO<sub>2</sub> suggèrent des faibles proportions en minéraux argileux dans ces conglomérats (Hicks et Hofmann, 2012).

Les échantillons gréseux sont relativement enrichis en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (avec des teneurs qui varient de 0,9% à 5,7%) et contiennent des faibles proportion en K<sub>2</sub>O et Na<sub>2</sub>O avec des teneurs respectivement inférieures à 1,15 % et à 0,15%. Dans les grès, la proportion plus élevée de K<sub>2</sub>O par rapport aux faibles teneurs en Na<sub>2</sub>O pourrait refléter la quantité importante des minéraux argileux, illite en particulier. La corrélation positive entre Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O dans les grès (Figure 5.4 A) indique une relation préférentielle entre les éléments majeurs et les feldspaths (Spalletie et al., 2008).

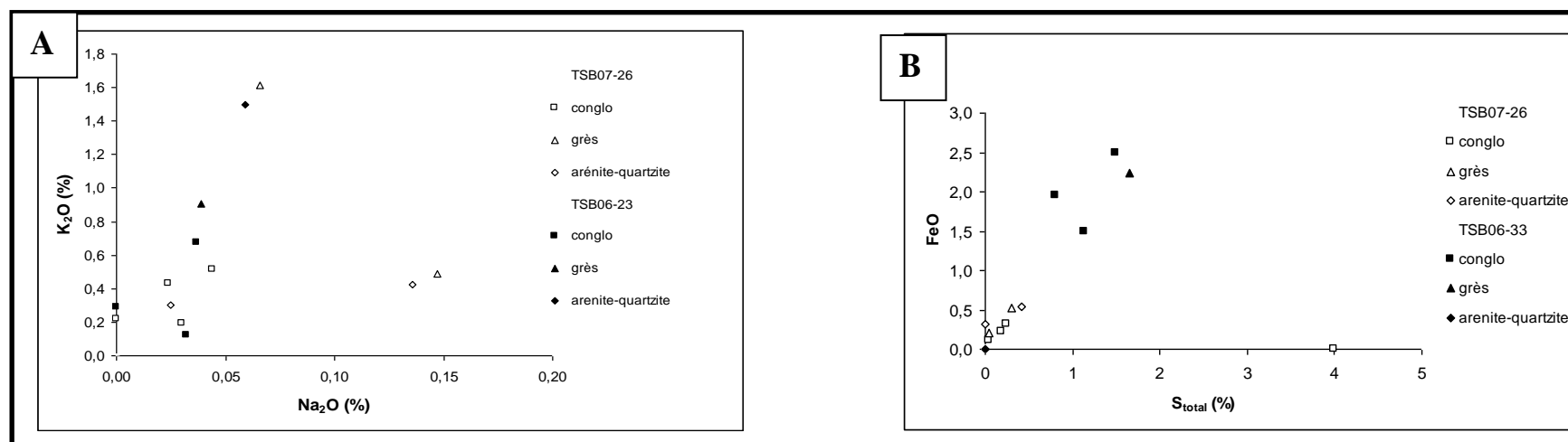
Les teneurs en FeO dans tous les échantillons sont corrélées positivement avec le S<sub>total</sub>. Cette corrélation est due à la présence de la pyrite dans les échantillons (Figure 5.4.B).

Les corrélations entre SiO<sub>2</sub> d'une part et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O (Figure 5.5 A, B, C, D) d'autre part, indiquent une faible augmentation de leurs teneurs lors de

la diminution en  $\text{SiO}_2$  (dissolution par le quartz) mais elle est variable correspondant à une matrice différente.

Tableau 5.2 : Eléments majeurs et rapports chimiques des échantillons du TSB07-26 et TSB06-23

Formations		TSB07-26							TSB06-23				
N°échantillon	MSF1	MSF2	MSF3	MSF4	MSF5	MSF6	MSF7	MSF8	MSF9	MSF10	MSF11	MSF12	MSF13
éléments majeurs (%)													
SiO <sub>2</sub>	88,23	97,29	96,33	94,69	91,60	89,68	94,42	95,70	95,10	95,20	90,70	90,43	97,37
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,12	0,23	0,20	0,65	0,23	0,12	0,07	0,07	0,29	0,14	0,21	< L.D.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	1,35	1,25	0,92	2,25	5,71	2,41	1,94	2,36	1,13	5,45	3,15	0,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,22	0,23	0,32	2,50	1,96	0,21	0,54	0,53	0,11	1,49	< L.D.	2,24	< L.D.
MnO	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,01	0,01	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
MgO	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,04	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
CaO	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,07	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,03	0,03	0,00	0,02	0,07	0,15	0,04	0,04	0,00	0,06	0,04	0,03
K <sub>2</sub> O	0,42	0,19	0,30	0,22	0,43	1,61	0,49	0,52	0,68	0,29	1,50	0,91	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
PF	3,13	0,39	0,63	1,37	2,07	1,24	0,69	0,54	0,39	0,99	1,29	1,82	0,15
Total	99,53	99,60	99,09	99,90	99,14	98,81	98,82	99,34	98,79	99,39	99,13	98,80	98,58
Rapports chimiques													
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	3,11	6,40	12,12	0,00	18,04	24,45	3,33	11,70	18,32	0,00	25,39	23,26	3,81
CIA*	79,64	85,90	79,21	80,83	81,67	77,25	79,13	77,63	76,76	79,68	77,77	76,93	85,44

Figure V.4 : A) corrélation entre Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O. B) corrélation entre S<sub>total</sub> et du FeO (présence de la pyrite)



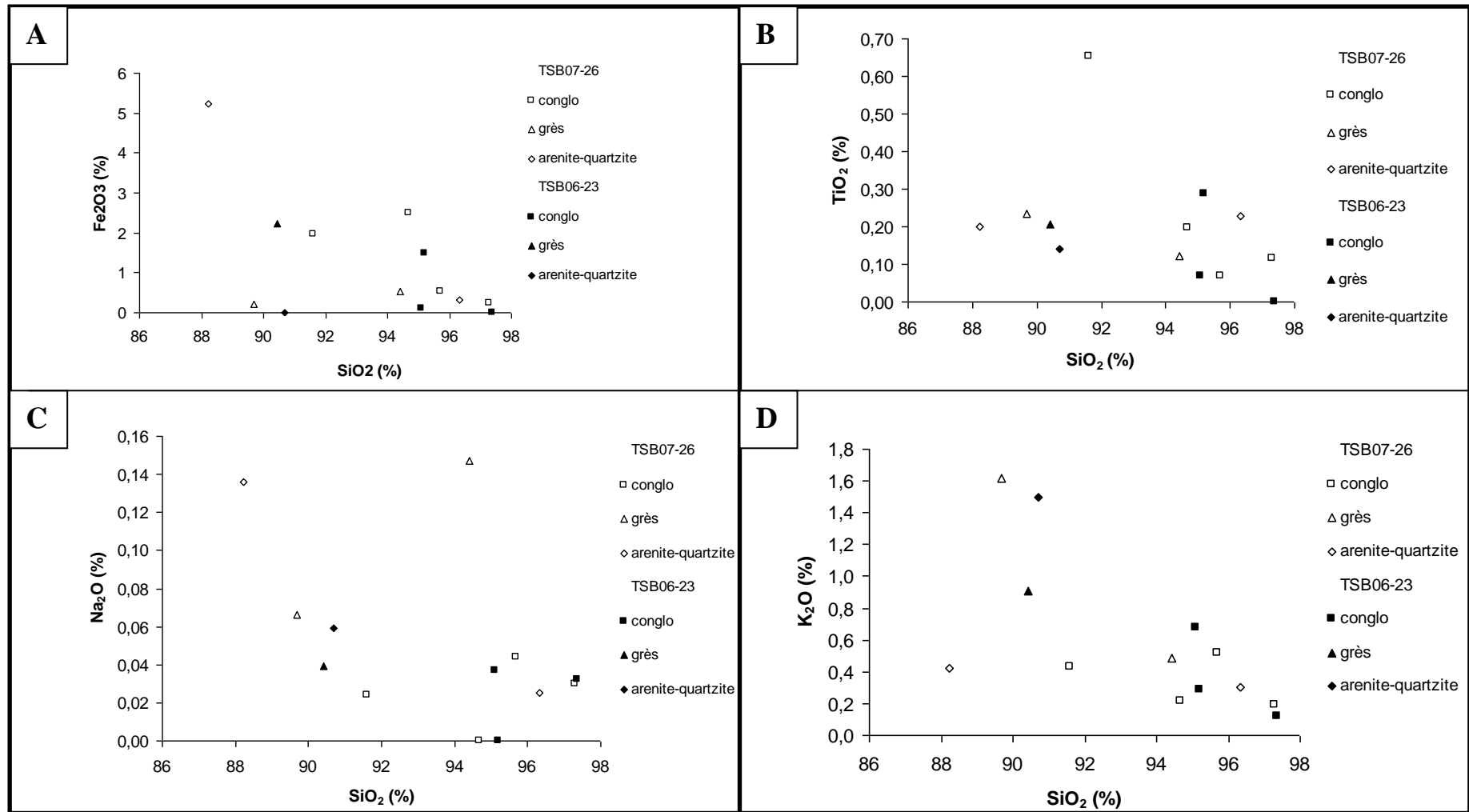


Figure V.5: Eléments majeurs des conglomérats, grès corrélés avec la silice. A) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, B) TiO<sub>2</sub>, C) Na<sub>2</sub>O, D) K<sub>2</sub>O

## V.4 - Eléments traces

Les données de la géochimie des éléments traces pour tous les échantillons analysés sont présentées dans le Tableau 5.4. Les conglomérats sont plus riches en As, Ba, Cr, Cu, Ni, Pb, Th, U, Zn, et Zr par rapport aux grès. Toutefois, il existe des disparités entre les éléments traces.

L'échantillon MSF2 se démarque de tous les autres échantillons par sa teneur en uranium la plus élevée atteignant 214 ppm. Cet échantillon (conglomérat à galets de quartz) est aussi le plus enrichi en  $S_{\text{total}}$  (4 %) et en minéraux accessoires (voir chapitre 4). Il existe une corrélation positive entre l'uranium et le thorium (Figure 5.6. A) dans les échantillons conglomératiques et certains échantillons gréseux. Cette corrélation positive existe aussi dans les roches volcaniques du Nzuze Group (Saager et al. 1986; Nhleko, 2003).

De plus, d'autres éléments tels que Pb, Zr et Fe sont aussi corrélés positivement avec l'uranium (Figure 5.6.B, C, D).

Il est intéressant de signaler qu'aux teneurs en uranium élevées ne sont pas associées de fortes teneur en thorium. L'uranium n'est donc pas entièrement contenu dans les grains détritiques de monazite.

Tableau 5.3 : Eléments en trace et rapports chimiques des échantillons du TSB07-26 et TSB06-23

Formations TSB07-26									TSB07-26				
N° échantillon	MSF 1	MSF 2	MSF 3	MSF 4	MSF 5	MSF 6	MSF 7	MSF 8	MSF 9	MSF 10	MSF 11	MSF 12	MSF 13
éléments traces (ppm)													
As	38,3	321,7	< L.D.	64,1	31,9	13,9	3,9	7,9	312,4	101,9	< L.D.	81,3	78,4
Ba	33,1	37,6	6,9	11,8	13,6	22,74	107,1	55,4	17,6	9,3	41,6	47,2	38,7
Be	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,8	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Bi	0,6	4,3	< L.D.	0,3	0,4	2,4	0,3	< L.D.	1,6	1,7	< L.D.	0,8	0,7
Cd	0,7	1,2	< L.D.	0,4	0,2	< L.D.	2	0,3	2,8	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,5
Co	12,6	103,2	< L.D.	11	8,8	9,1	8,9	7,8	49,4	34,1	< L.D.	16,8	93
Cr	220,3	757,9	18,7	54,3	103,3	39,6	55,3	20,1	165	256,9	101,7	75,2	217,5
Cs	0,7	1,5	0,2	0,4	0,4	0,5	1,3	0,6	0,3	0,3	0,6	0,7	0,6
Cu	10,5	23,2	< L.D.	16,8	29,7	11,6	< L.D.	54,3	22	25,2	< L.D.	253,1	192,6
Ga	2,4	2,3	1,1	1,4	1,7	2,2	6,8	3,2	2,2	2,4	5,2	3,6	4
Ge	0,6	0,8	0,5	0,6	0,8	0,8	0,7	0,8	0,9	1,3	0,6	0	1,1
Hf	4	6	1	1,4	1,9	1,3	3,8	1,6	1,6	1,6	3,2	2,8	3,4
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Mo	1,4	1,1	< L.D.	< L.D.	2,5	< L.D.	< L.D.	< L.D.	6	2,9	< L.D.	< L.D.	33,1
Nb	3,2	7,8	0,6	2,1	4	2	6,0	2,2	7,4	7,7	3,7	3,5	11,7
Ni	16,8	128,5	< L.D.	29,8	15,4	14	15,8	10,6	66,7	30,6	< L.D.	17	106,5
Pb	54,4	153,7	5,9	19,5	13,5	7,7	3	10,2	60,6	11,4	3	13,6	68,5
Pr	2,6	4,9	1,3	3,6	5	3	3	1,8	14,2	26,1	3,9	2,8	19
Rb	16,5	16,1	4,3	6,4	9,4	12	35,9	16,5	8,4	6,6	39,4	21,8	12,9
Sc	< L.D.	2	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	3,3	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	2,3
Sb	< L.D.	2	< L.D.	0,5	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,9	1,7	< L.D.	< L.D.	3,2
Sn	3,9	15,8	< L.D.	1,4	2,2	2,2	3,4	1,2	4,2	2,7	1	1,7	5
Sr	14,7	17,6	7,4	9,3	6,4	4,2	5,9	< L.D.	9,2	4,4	5,6	4,7	10,2
Ta	1	7,4	0	0,6	0,9	0,8	1,2	0,4	3,2	4,1	0,7	0,8	5,1
Th	19,4	56,9	1	12,8	19,4	10,7	12,3	3,8	66	61,1	20,1	8,1	62,7
U	51	214	0,6	11,8	13,5	55,7	5,9	2,8	113,3	14,1	2,6	3,4	97,7
V	5,6	9	1,6	5,8	8,7	4,3	12,5	7,7	9,2	6,3	7,9	7,6	15,2
W	< L.D.	0,9	< L.D.	< L.D.	0,5	< L.D.	0,5	< L.D.	1,2	0,5	< L.D.	< L.D.	1
Y	10,3	16,8	3,3	5,1	6,2	9,8	16,1	7,2	13,5	14,2	15,5	12,6	57,2
Zn	130,9	462,6	39,9	74,8	38,7	< L.D.	49,3	47,6	81,9	31,5	< L.D.	< L.D.	56,7
Zr	159,2	242,2	38,6	50	67	45,1	139,3	56	65,8	64,4	120	107,7	128,4
<b>Rapports chimiques</b>													
Co/Th	0,65	1,81	< L.D.	0,86	0,46	0,86	0,72	2,05	0,75	0,56	< L.D.	2,06	1,48
La/Co	1,15	0,25	< L.D.	2,09	3,38	1,49	1,57	0,99	1,44	2,62	< L.D.	0,81	0,94
Th/Co	1,54	0,55	< L.D.	1,16	2,19	1,17	1,38	0,49	1,34	1,79	< L.D.	0,49	0,67
Cr/Th	11,35	13,32	18,07	4,24	5,32	3,69	4,49	5,25	2,50	4,20	5,04	9,22	3,47

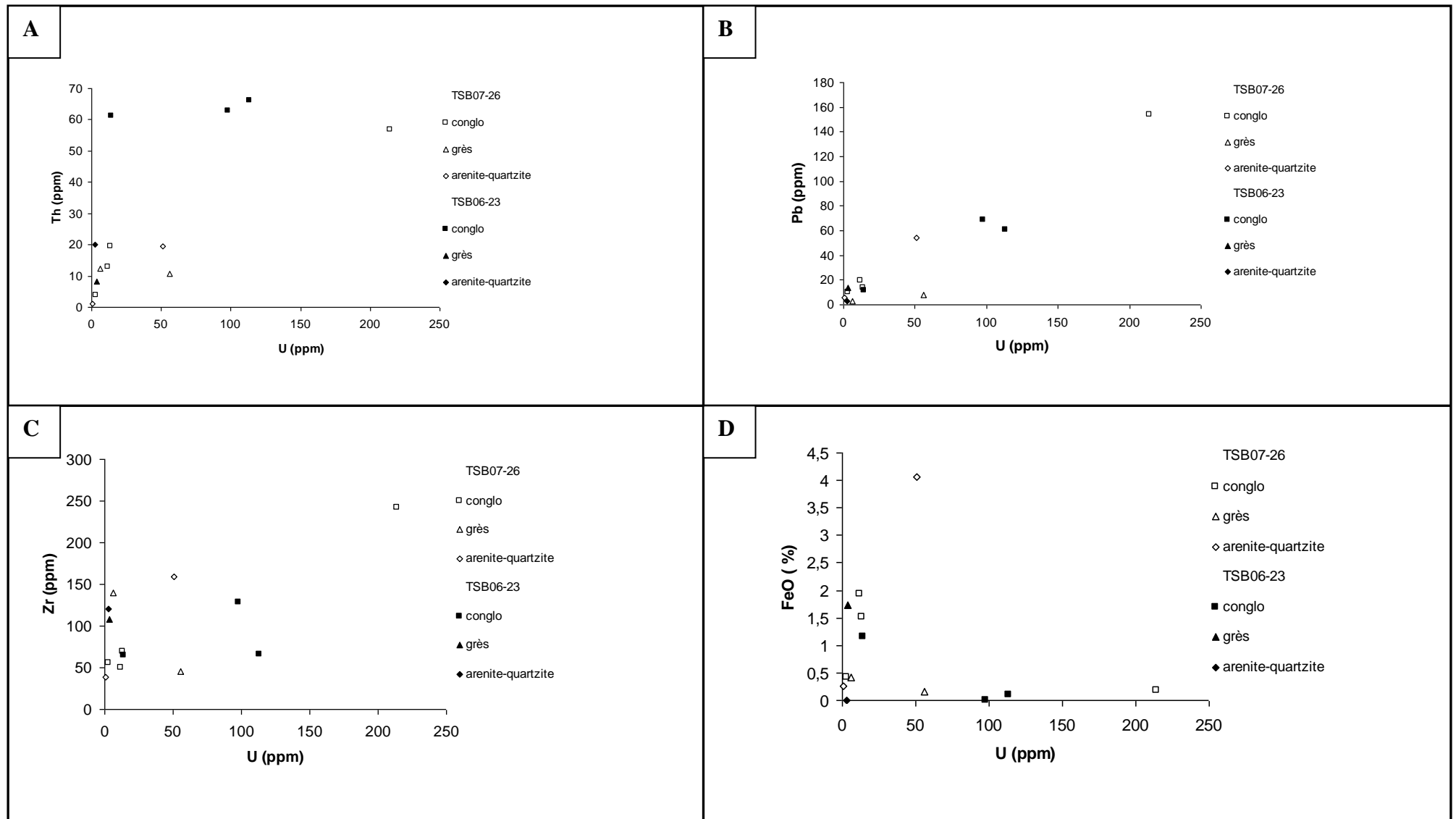


Figure V. 6: Relations entre l'uranium et d'autres éléments en trace dans les échantillons de conglomérats et de grès A) thorium ; B) plomb ; C) zirconium ; D) FeO

## V.5 - Eléments des terres rares

Les résultats obtenus pour l'analyse des Eléments de Terre Rares (ETR) normalisés à la chondrite (McDonough et Sun, 1995) et au Nord American Shale (NASC; Gromet et al., 1984) sont résumés dans le tableau 5.5. Les échantillons analysés ont des concentrations variées en ETR.

Les allures des spectres des ETR des échantillons du TSB06-23 et TSB07-26 sont les mêmes ainsi que ceux des shales du Mozaan Groupe étudiés par Bolhar et al., (2015). Certains échantillons du TSB06-23 ont des teneurs en ETR légères, globalement plus fortes, et montrent un léger enrichissement en ETR lourdes par rapport aux spectres du TSB07-26 qui ont des teneurs en ETR plus faibles et ne présentent pas de fractionnement (Figure 5.7).

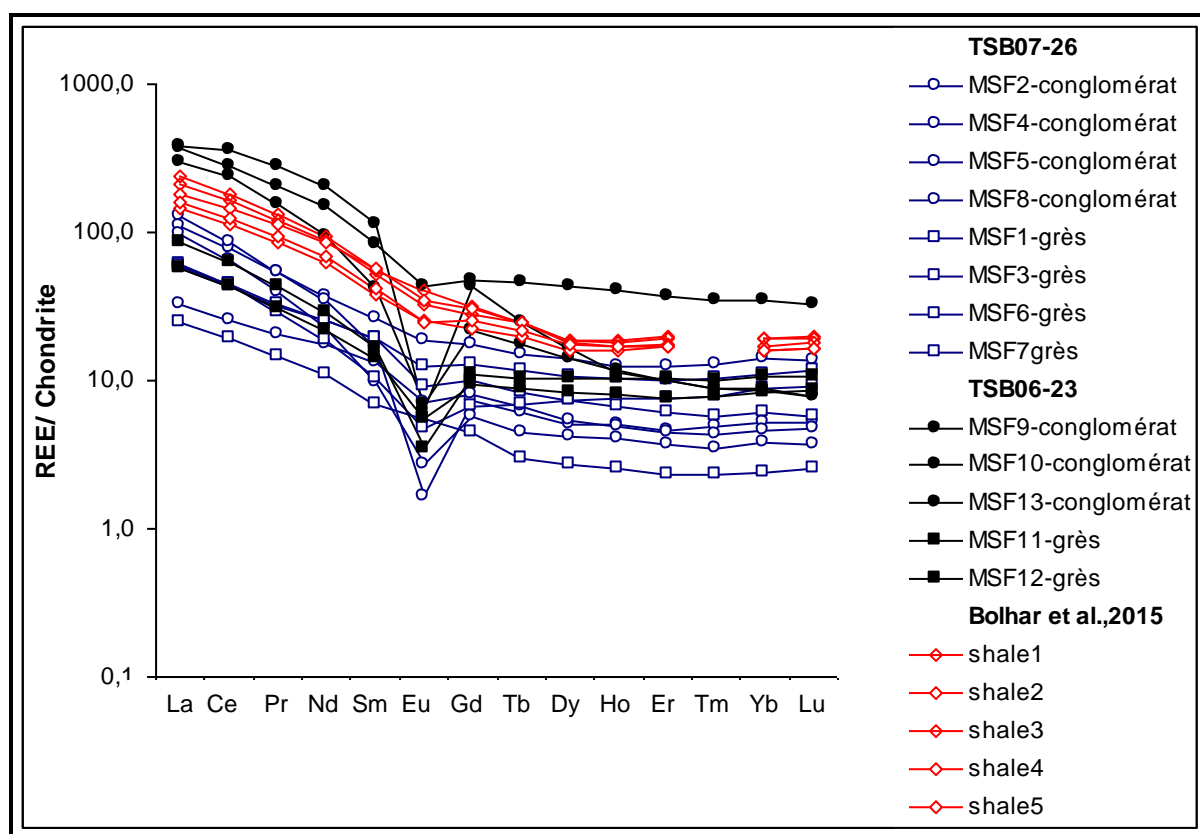


Figure V.7: Comparaison des spectres en ETR des échantillons du TSB07-26 et TSB06-23 normalisés à la chondrite (McDonough et Sun, 1995)

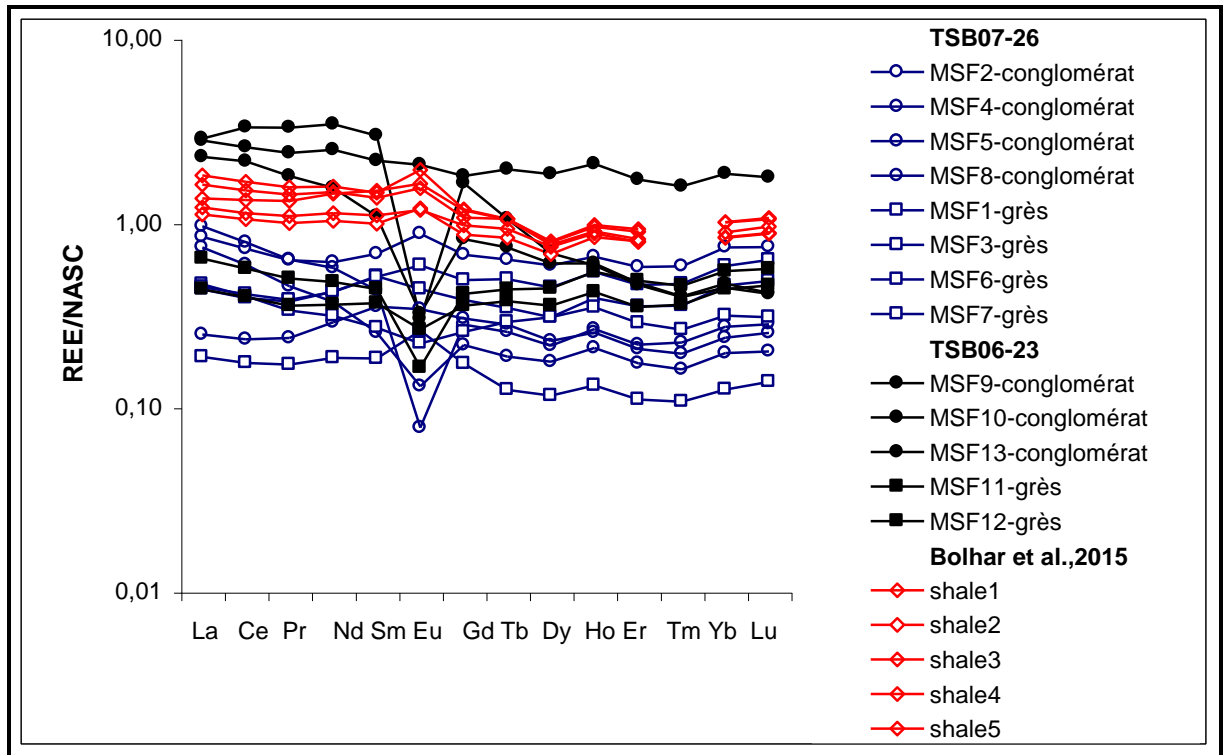


Figure 5.8: Comparaison des spectres en ETR des échantillons du TSB07-26 et normalisés aux NASC (Gromet et al., 1984).

Normalisés à la chondrite, ces échantillons montrent globalement une anomalie négative en europium (Eu). En effet, les échantillons conglomératiques MSF10, MSF9, et MSF5 montrent une anomalie négative en Eu très prononcée ( $\text{Eu} / \text{Eu}^*$  respectivement = 0,03, 0,07 ; 0,05 ; 0,1) alors que tous les autres échantillons ont des anomalies en europium moins fortes.

Normalisés aux NASC, les rapports en anomalie en europium de cinq échantillons du TSB07-26 compris entre 0,84-1,46 et 0,73-1,05 et pour deux échantillons du TSB06-23 (Tableau 5.5) ainsi que pour tous les shales (Bolhar et al., 2015) sont positifs.

En effet, les roches acides ou basiques contenant des feldspaths ont habituellement des anomalies négatives en Eu (Bhushan et Priyadarshi, 2010).

Cependant, des relations entre les anomalies en Eu et les rapports  $(La/Lu)_{nn}$  ont été établis (Bau et al., 1991). A température moyenne (entre 130 ou 150°C) ou basse sous conditions relativement neutres à basiques, les rapports  $(La/Lu)_{nn}$  sont inférieurs à 1 et sont accompagnées d'anomalies négatives en Eu. En contexte hydrothermal dominé par des fluides de haute température (environ 350 °C) et à pH acide, les rapports  $(La/Lu)_{nn}$  sont supérieurs à 1 et sont accompagnés d'anomalies positives en Eu.

Dans cette étude, les rapports  $(La/Lu)_{nn}$  des échantillons du TSB07-26 sont compris entre 0,71 et 3,66 et ceux du TSB06-23 sont compris entre 0,95 et 6,95 (avec des moyennes respectives de 2,2 et 3,8).

Tableau 5.4: Eléments des Terres Rares

Formations		TSB07-26							TSB06-23					
N° échantillon		MSF 1	MSF 2	MSF 3	MSF 4	MSF 5	MSF 6	MSF 7	MSF 8	MSF 9	MSF 10	MSF 11	MSF 12	MSF 13
éléments des terres rares ETR (ppm)														
La		14,53	26,29	5,869	22,99	29,98	13,63	14	7,767	71,33	89,63	20,02	13,61	87,57
Ce		26,88	48,51	11,65	39,69	52,52	26,22	27,5	15,63	144,9	220,9	37,93	26,58	172,3
Pr		2,66	4,98	1,352	3,601	5,023	2,968	3,03	1,881	14,28	26,14	3,971	2,819	19,03
Nd		8,627	16,86	5,092	10,27	15,7	11,66	11,61	7,957	42,64	94,54	13,16	9,895	68,64
Sm		1,513	3,825	1,032	1,426	2,422	2,888	2,863	1,97	6,101	16,68	2,462	2,066	12,22
Eu		0,263	1,036	0,308	0,154	0,092	0,519	0,698	0,403	0,382	0,358	0,195	0,314	2,449
Gd		1,339	3,511	0,9	1,134	1,47	2	2,562	1,586	4,267	8,603	2,151	1,856	9,373
Tb		0,248	0,541	0,106	0,161	0,219	0,295	0,424	0,24	0,628	0,896	0,372	0,321	1,672
Dy		1,792	3,433	0,674	1,027	1,258	1,791	2,602	1,337	3,508	3,986	2,576	2,072	10,74
Ho		0,409	0,686	0,137	0,219	0,278	0,364	0,565	0,266	0,629	0,614	0,567	0,442	2,186
Er		1,203	1,972	0,376	0,592	0,746	0,978	1,576	0,707	1,614	1,578	1,658	1,197	5,865
Tm		0,193	0,316	0,058	0,087	0,122	0,143	0,253	0,106	0,217	0,215	0,247	0,195	0,857
Yb		1,408	2,268	0,383	0,606	0,839	0,966	1,792	0,732	1,439	1,365	1,687	1,344	5,674
Lu		0,222	0,339	0,063	0,092	0,129	0,141	0,289	0,116	0,191	0,189	0,258	0,21	0,811



## V.6 - Source et caractérisation de la fraction détritique terrigène

L'étude de la fraction détritique peut permettre de différencier les sources des sédiments, ou de mettre en exergue une seule source sédimentaire. De ce fait, les analyses chimiques des éléments majeurs et traces effectuées sur les échantillons des deux carottes étudiées permettent de caractériser les variations de composition du matériel détritique.

En effet, ces données permettront de faire une comparaison de la composition minéralogique du matériel détritique du Mozaan Group. De plus, la couleur des grains détritiques de quartz en cathodoluminescence apporte aussi des renseignements sur les différentes sources sédimentaires.

### V.6-1 Quantification de l'intensité d'altération chimique

Nesbitt et Young (1984 & 1989), Fedo et al., (1995); Naqvi et al., (2002) et Tosca et al., (2010) ont proposé une méthode pour l'étude de l'évaluation des processus d'altération chimique et leur intensité. Cette méthode consiste à étudier la distribution des compositions chimiques des roches totales dans les diagrammes ternaires  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -( $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ )-  $\text{K}_2\text{O}$  (A-CN-K) ou  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -( $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )-(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO) (A-CNK FM).

Dans le diagramme A-CN-K, l'évolution de l'altération chimique et des processus d'argilisation anté-sédimentation est caractérisée par une droite parallèle à l'axe A-CN (Figure 5.9A). L'altération chimique atteint la formation des phases minérales dont la composition est proche de celle des minéraux argileux riches en aluminium (kaolinite, gibbsite).

Une autre façon de mesurer le degré d'altération chimique consiste à calculer l'indice chimique d'altération (CIA) par la formule suivante:

$CIA = ([Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100)$  proposé par Nesbitt et Young (1982).

Les indices de CIA des échantillons étudiés compris entre 76,93 à 85,9 (avec une moyenne de 79,83,  $n = 13$ ) sont dans la marge de 64 - 95 (Bolhar et al., 2015) et 55 et 95 proposé par Nesbitt et Young (1982). De plus le Ba présente une corrélation positive avec  $K_2O$  illustrant une dissolution probable de feldspath (Figure 5.9 B).

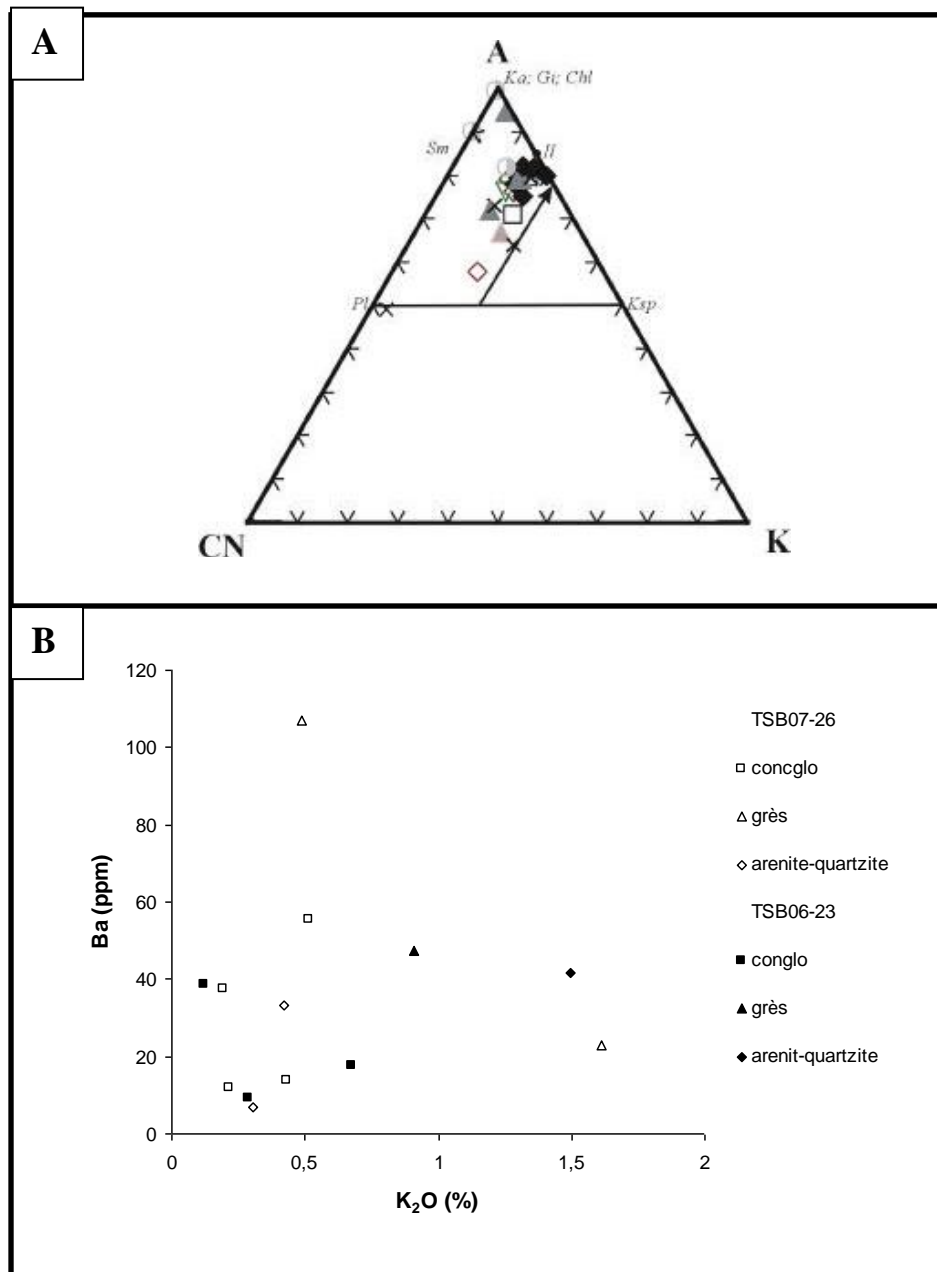


Figure V.9: Altération chimique : A) diagramme A-CN-K; B) corrélation du baryum avec le  $K_2O$ .

Les indices de CIA réunis à cette accumulation d'éléments immobiles suggèrent une forte altération chimique des matériaux détritiques terrigènes (Young et Nesbitt, 1998; Naqvi et al., 2002). Cependant ces valeurs de CIA élevées peuvent être attribuées aussi à la taille des grains dans ces roches (Zimmermann et Bahkburg, 2003).

Les CIA dans cette étude correspondent aux processus d'altération supergène et/ou aux processus d'altérations diagénétiques, hydrothermales ayant affectés le bassin.

## **V.6-2 : Caractérisation des sources d'apports du matériel détritique terrigène**

### **V.6-2 –1 : Sources d'apport détritique à partir des éléments majeurs**

Selon les diagrammes  $K$  vs  $Rb$  et  $TiO_2$  vs  $Ni$  (Floyd et al., 1990; Spalletti et al, 2008), les échantillons du TSB07-26 et TSB06-23 s'alignent du domaine des roches à tendance acide et intermédiaire, les plus fréquents, au domaine des roches à tendance basique, les moins abondants (Figure 5.10 A, B).

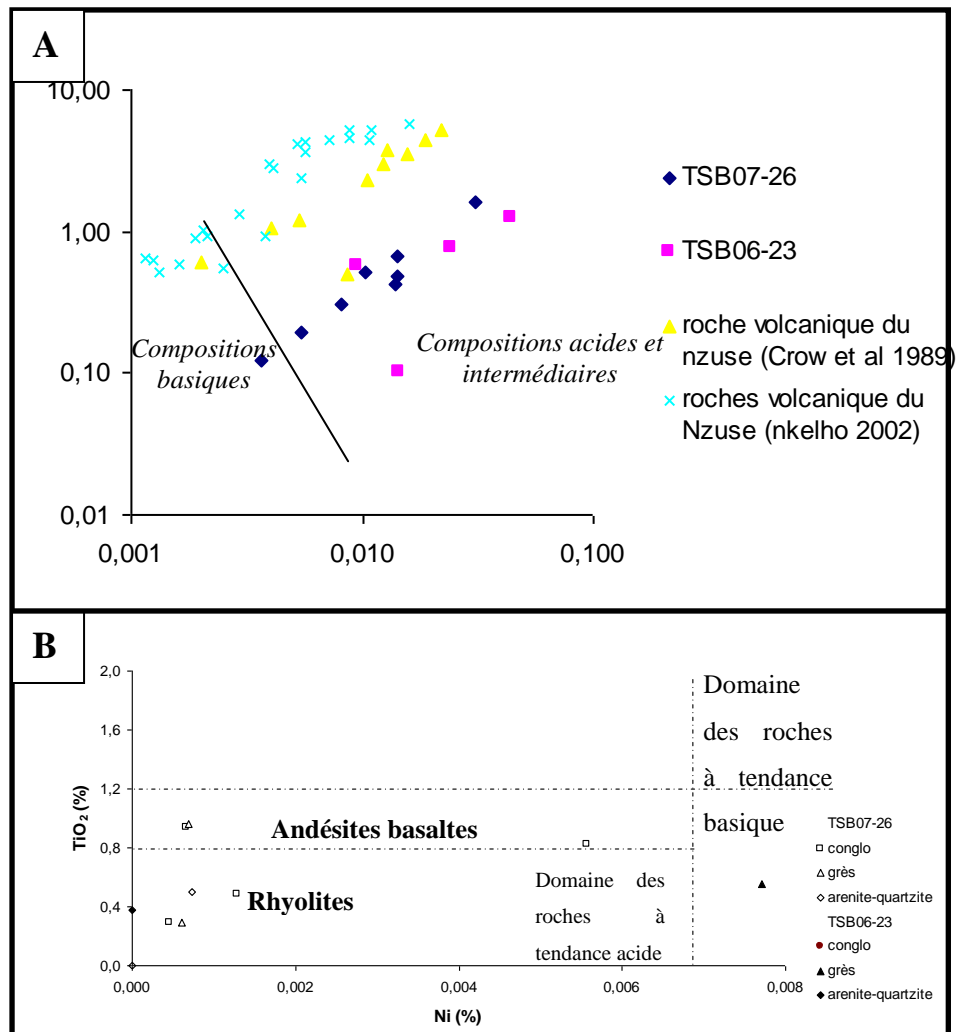


Figure V.10: Signature géochimique des échantillons du TSB07-26 et TSB06-23 en rapport avec les sources d'apports détritiques. A) relation entre K et Rb (Floyd et al., 1990); B) relation entre  $TiO_2$  et Ni (Floyd et al., 1989).

Ces roches se positionnent généralement dans le domaine des roches acides et intermédiaires. En effet, les valeurs sont en conformité avec les éventuelles sources felsiques, des shales du Mozaan (Bolhar et al, 2015) et des observations faites sur les roches volcaniques du Nsuze avec des valeurs de la CIA comprises entre 77 et 99 (Noah Nhkelo, 2003).

Ces valeurs en CIA des roches volcaniques du Nsuze suggèrent que les sédiments des formations du bassin de Pongola pourraient provenir de l'érosion des roches acides du Nsuze.

De plus, les rapports  $K_2O/Na_2O$  sont élevés, compris respectivement entre 3,33 et 24,45 et à 25,39, avec des moyennes respectives de 10,41 et 13,34 (Tableau 5.2). Ces rapports seraient caractéristiques des produits d'altération des roches acides (Bhushan et al., 2010). Ces rapports peuvent avoir été influencés par des apports externes au cours de la diagenèse ou des apports hydrothermaux.

### **V.6-2 –2 Sources d'apport détritique à partir des éléments en trace**

Plusieurs rapports entre éléments traces peuvent être utilisés pour déterminer les différentes sources sédimentaires. Les rapports entre les éléments traces relativement immobiles tels que La/Sc, Th/Sc et Cr/Th pourraient être des indicateurs appropriés des sources des roches issues de l'érosion et de l'altération chimique des roches acides ou felsiques et des roches basiques ou ultrabasiques (Taylor et McLennan, 1985; Condie et Wronkiewicz, 1990; Culler et al., 1994; Culler et Podkovyrov, 2000).

Selon Armstrong-Altrin et al, 2004, Spalleti et al., Bhushan et Priyadarshi, 2010; les rapports La/Sc, Th/Sc, Th/Co, Th/U, Hf/Ta, Zr/Y des sédiments provenant de roches acides ou felsiques sont toujours plus élevés que ceux des sédiments provenant de roches mafiques.

Pour ces auteurs, lorsque ces rapports sont supérieurs à 1, les roches sédimentaires proviennent de l'érosion de roches à tendance acide ou felsiques. Cependant, lorsque l'inverse se produit, les apports détritiques terrigènes proviennent des roches à tendance basique ou ultrabasique.

Dans la présente étude, les valeurs en Sc sont généralement inférieures à la limite de détection, Sc peut être remplacé par Co et inversement (Gu et al., 2002; Spalletti et al., 2008). Les rapports Co/Th *vs* La/Co et Cr/Th *vs* Th/Co des échantillons du TSB07-26 et TSB06-23 sont dans le domaine des roches volcaniques acides ou felsiques andésites (Figure 5.12 et 5.13).

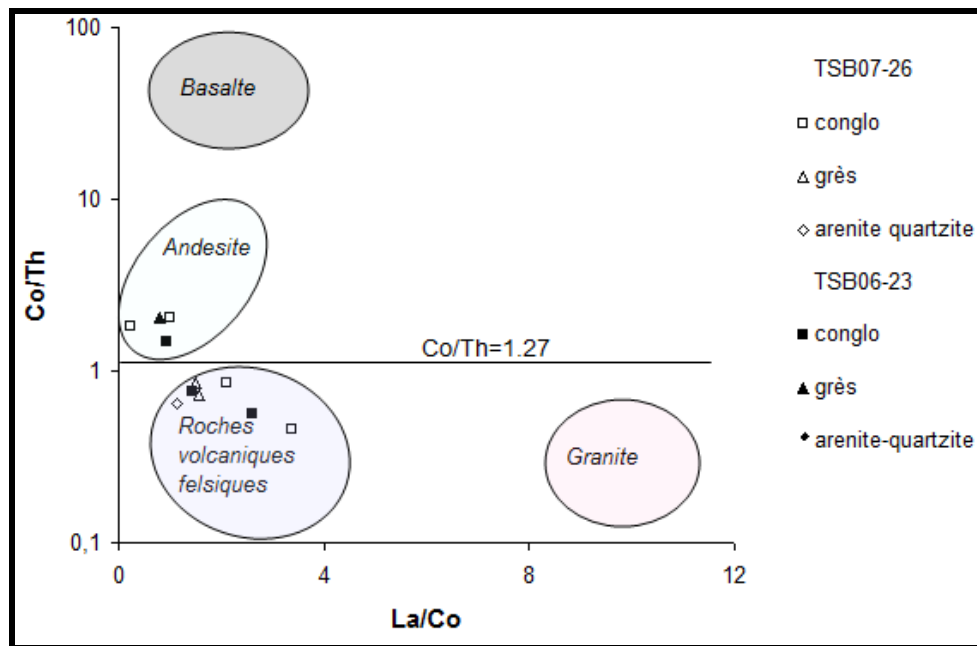


Figure V.11: Signature géochimique Co/Th vs La/Co (Gu et al., 2002, Spalletti et al., 2008).

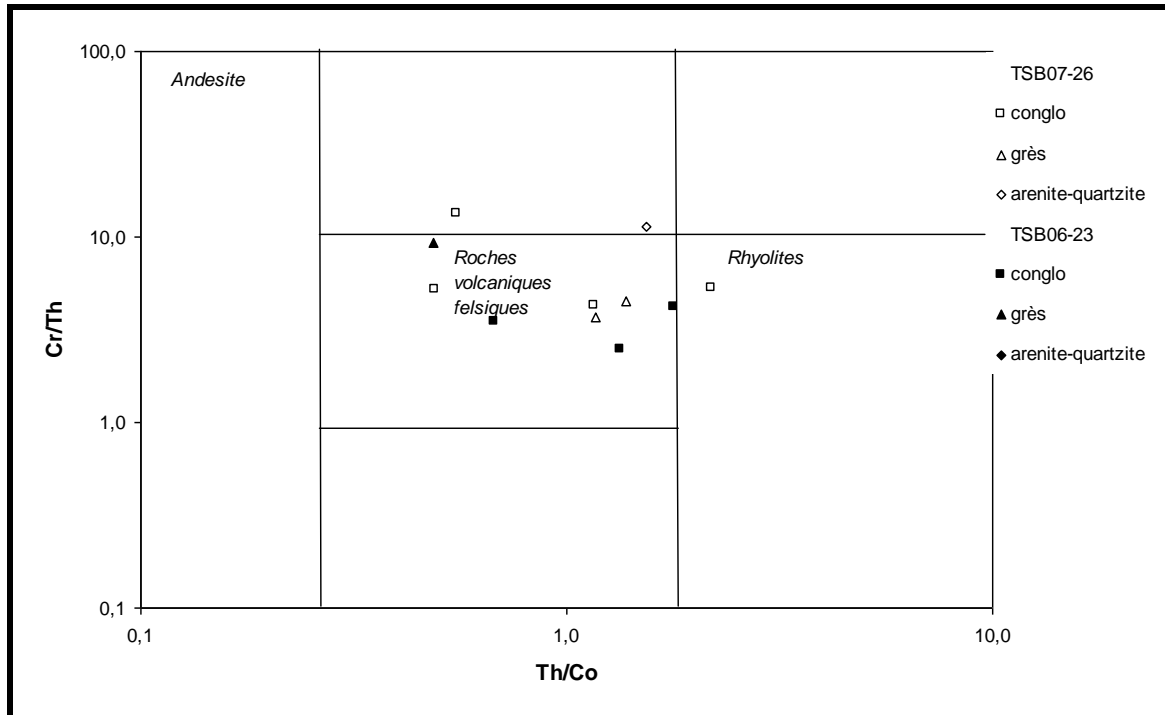


Figure V.12: Signature géochimique en rapport avec les sources d'apports détritiques terrigènes Cr/Th *vs* Th/Co (Asiedu et al., 2004).

Cette richesse de matériaux acides se traduit aussi par les rapports (La/Sm)<sub>n</sub> élevés (Tableau 5.4) compris entre 0,71 et 2,9 (avec une moyenne de 1,44) et 0,97 et 2,1 (avec une moyenne de 1,1) respectivement pour les échantillons des carottes du TSB07-26 et TSB06-23. Ces rapports élevés indiquent probablement un enrichissement en Eléments de Terres Rares Légères (ETRL) caractéristique des roches à tendance acide ou felsiques (Taylor et McLennan, 1985; Culler et al., 1988; Spalletti et al., 2008; Bhushan et Priyadarshi, 2010).

En conclusion, dans les diagrammes K<sub>2</sub>O *vs* Rb, TiO<sub>2</sub> *vs* Ni, Co/Th *vs* La/Co et Cr/Th *vs* Th/Co les échantillons se situent en très grande majorité dans le domaine des roches volcaniques acides. Certains échantillons se retrouvent à la base du domaine andésitique mais ce ne sont pas les mêmes dans les différents diagrammes. Les variations chimiques sont continues et n'impliquent pas des sources très différentes.

### V.6-3: Caractérisation des sources d'apports terrigènes en cathodoluminescence

La cathodoluminescence permet d'observer différentes couleurs des grains détritiques de quartz, pouvant indiquer la nature de la roche mère (Augustsson et Bahlburg, 2003). Dans cette étude la majorité des grains détritiques de quartz sont de couleur bleu clair ( Figure 5. 14 A) témoignant de leur origine plutonique (roche magmatique acide). Les surcroissances de ces grains de quartz sont généralement brunes mais parfois bleu clair.

D'autres grains détritiques de quartz (moins abondants), ainsi que leurs surcroissances ont une couleur brune (Figure 5.14B). La couleur brune des grains de quartz en cathodoluminescence indique une origine métamorphique de faible degré ou diagenétique (Tournier, Thèse 2010).

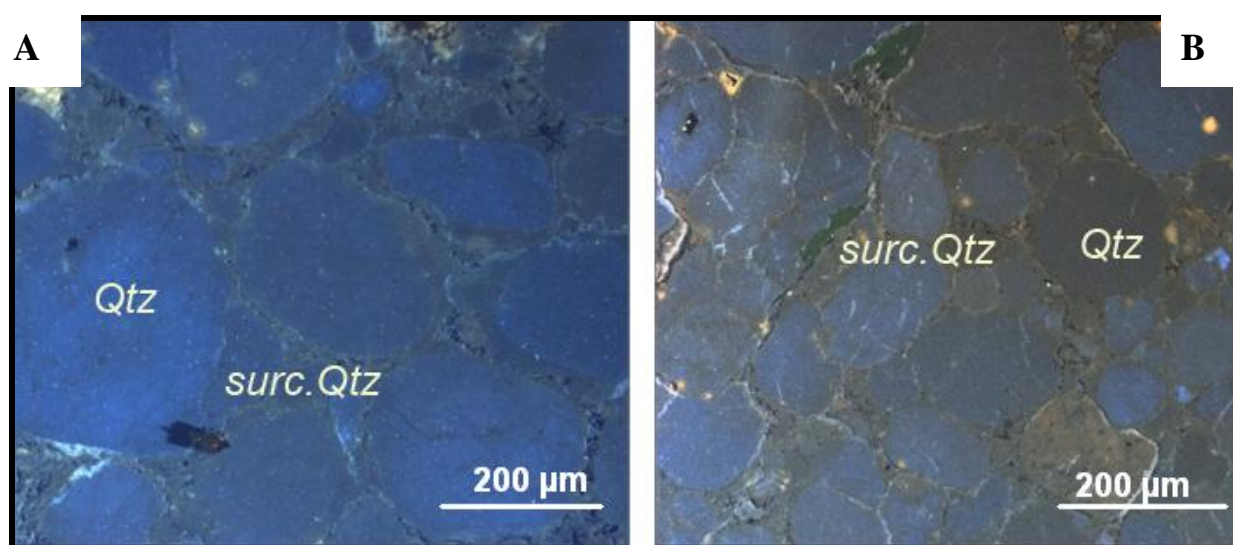


Figure V.13: observation des grains détritiques de quartz en cathodoluminescence (MSF1).

A) tous les grains détritiques sont bleus et B) quelques grains bruns sont observés parmi les grains bleus.







---

# **CHAPITRE 6**

## **Synthèse et conclusions**

---



L'objectif principal de ce travail est de déterminer l'origine des minéralisations en uranium dans le bassin de Pongola en Afrique du Sud. Pour cela, une étude pétrologique, minéralogique et géochimique a permis de distinguer les paragenèses minérales liées à l'apport détritique pour les grès et les conglomérats, des modifications liées à la diagenèse, au métamorphisme et aux circulations fluides.

## Synthèse et conclusion

### VI.1. Quelles sont les conditions de dépôt dans le bassin de Pongola ?

#### VI.1-1: Age des sédiments et milieux de dépôt

L'âge des formations volcaniques du groupe Nsuze supérieur situé en discordance sous le groupe Mozaan est déterminé à 2,98 Ga dans un échantillon prélevé dans le Swaziland (Hegner et al., 1994). Cet âge est basé sur la datation précise (U-Pb) effectuée sur monocristaux abrasés de zircon d'un échantillon de rhyodacite. Cet âge est confirmé par une analyse SHRIMP de zircon de rhyolite du groupe Nsuze supérieur par Nlekho (2003). Il indique que la formation volcanique de Pongola s'est mise en place peu de temps après l'intrusion des granitoïdes considérés comme contemporains du Dominion Group (Robb et al., 1991), et avant le dépôt du groupe inférieur du West Rand (Barton et al., 1989).

Ce travail a concerné les formations conglomératiques et gréseuses basales du Mozaan Group dans le Denny Dalton et les formations conglomératiques et gréseuses dans le Dipka Member situées dans le White Mfolozi localisé au Nord Ouest du Kwazulu-Natal (Figure 1).

Les formations du Mozaan Group sont caractérisées par une sédimentation fluviale littorale avec les conglomérats du Denny Dalton liés à une plaine alluviale en tresse. Le Denny Dalton s'est déposé pendant les phases initiales d'une transgression marine majeure ayant affecté le bassin de Pongola pendant le dépôt du Mozaan Groupe. La mise en place des formations sédimentaires au dessus du Denny Dalton (Dipka Member) s'est effectuée dans un environnement marin peu profond avec des courants de direction vers l'Est (Hicks and Hofmann, 2012).

### **VI.1-2 : Minéraux lourds associés aux grains détritiques de pyrite**

Les minéraux lourds associés aux grains détritiques de pyrite sont arrondis à subarrondis et peuvent présenter des traces de dissolution et d'altération. Les minéraux lourds détritiques déterminés associés à la pyrite ont été observés principalement dans les conglomérats. La monazite est le minéral détritique majoritaire observé, puis viennent les oxydes de titane (le rutile), le zircon, l'apatite, la chromite et enfin quelques autres sulfures en inclusions dans les grains de pyrite (chalcoppyrite, arsénopyrite, galène, sphalérite).

Les résultats obtenus sur les minéraux lourds associés aux grains détritiques de pyrite dans cette étude sont en accord avec les observations faites dans des études antérieures (par exemple, Sageers et al., 1986, Nigel et Hofmann, 2009, Hicks et Hofmann, 2012), mais des observations nouvelles ont été réalisées sur les minéraux d'uranium avec la mise en évidence de phospho-coffinite, et sur les phosphates avec l'observation des APS et la dissolution des grains de monazite.

### **VI.1-3 : Origine du matériel détritique**

Les travaux antérieurs de Hicks et Hofmann (2012) proposent que le matériel détritique de la formation Sinqeni dans le groupe Mozaan est issu du démantèlement d'une ceinture de granite - roches vertes mais aussi des sédiments riches en soufre. Ces sédiments ont subi un transport court dans l'Est du «White Umfolozi Inlier ».

Les teneurs en quartz des échantillons étudiés (88,23-97,37), couplées avec les spectres des ETR normalisés à la chondrite de certains échantillons ayant une anomalie négative en Eu très prononcée, indiquent une source granitique. De plus, selon les diagrammes K *vs* Rb et TiO<sub>2</sub> *vs* Ni (Floyd et al., 1990; Spalletti et al,

2008), la majorité des sédiments sont dans le domaine des roches acides et intermédiaires.

En cathodoluminescence, les grains de quartz sont majoritairement bleu clair et bruns, ce qui est caractéristique respectivement des roches magmatiques acides et des roches métamorphiques. L'extinction onduleuse de certains grains de quartz et la présence des grains de monazite, de muscovite caractérisent les roches acides.

Quelques clastes volcaniques identifiés dans cette étude confirment l'origine magmatique de certains grains dans ces sédiments.

#### **VI.1-4: Origine des grains et des cristaux de pyrite**

En se fondant sur les classifications de Hallbauer (1986) et Guy et al. (2014), trois types de pyrite peuvent être distingués dans le groupe Mozaan en fonction de leurs caractéristiques morphologiques et en conséquence de leurs conditions de formation.

##### **a) La pyrite dont l'origine est externe au bassin**

###### **a-1) Les grains détritiques de pyrite**

En grains arrondis mécaniquement, cette pyrite provient de l'érosion d'une ceinture de roches vertes (BIF) et de granites archéens. Aucun caractère microscopique ne permet de les interpréter comme des pseudomorphoses de minéraux à Fe-Ti ou d'hématite secondaire sulfurés tels que proposé par Ramdohr dès 1958 ; Saager, 1970 ; Marcoux et Jébrack, 2009.

Elle est concentrée dans des lits de minéraux lourds avec des grains de monazite, de zircon, de chromite, d'apatite, de rutil et d'autres oxydes de titane, de plus petite taille en fonction de la densité, du gradient hydraulique et de la taille des



minéraux dans la roche-mère. Elle peut contenir des inclusions de galène, de chalcopryrite, de sphalérite.

Les analyses isotopiques du soufre et du fer réalisées sur la pyrite détritique confirme son origine sédimentaire et volcano-sédimentaire (Hofmann et al., 2009).

La caractéristique majeure de certains grains de pyrite détritique est de présenter des canaux et des pores de dissolution alors que d'autres grains sont compacts. Les observations étant réalisées sur lame mince en 2D, elles montrent que les canaux n'existent pas seulement en surface des grains mais dans tout le grain.

De telles pyrites existent également dans le bassin du Witwatersrand. Ces grains de pyrite du bassin de Witwatersrand ont été décrites comme étant d'origine syn-sédimentaire (Hallbauer, 1986 ; Barton et Hallbauer 1996 ; England et al., 2002).

### **a-2) La pyrite dans les lithoclastes**

Cette pyrite formée dans la roche mère, et a été transportée vers son lieu de dépôt par des rivières sur une courte distance. Elle est généralement subautomorphe et compacte.

### **b) La pyrite de diagenèse précoce**

Aucun critère ne permet de mettre en évidence de pyrite formée à l'interface eau-sédiment. En particulier, aucune structure oolithique n'a été observée. La pyrite diagénétique qui se forme en dessous de l'interface pourrait être représentée par des nodules et des concrétions.

### **c) La pyrite épigénétique**

Cette pyrite se présente sous forme euhédrale avec parfois des surcroissances et l'association avec des minéraux hydrothermaux (pyrrhotite, brannérite, APS, coffinite, arsénopyrite, sulfures de Ni, Co). Elle est également

présente dans des filonnets de quartz et dans la porosité (pore et canaux de dissolution) de certains grains détritiques de pyrite.

La pentlandite en exsolution dans la pyrrhotite et la mackinawite en exsolution dans la chalcoppyrite ont été signalées dans les conglomérats du Pongola sur des échantillons de surface par Saager et al. en 1986.

Hicks et Hofmann (2012) décrivent de plus la présence de gersdorffite ( $\text{NiAsS}$ ) dans la matrice d'un conglomérat.

## **VI.2 Quelles sont les conditions de formation des minéraux d'uranium ?**

### **VI.2-1 Nature des minéraux à U-Th**

#### **VI.2.1-1 : La coffinite**

En premier, il faut souligner que dans les conglomérats du Pongola, aucun grain détritique d'uraninite n'a été observé. Hicks et Hofmann (2012) ont observé un liseré d'uraninite autour d'un grain détritique de pyrite du conglomérat CG4 dans le bassin de Pongola mais cette observation n'a pas été renouvelée dans cette étude.

La coffinite est fréquente et se présente sous plusieurs aspects. De petits cristaux euhédraux en forme de liseré autour de la pyrite détritique et en remplissage de la porosité dans certains grains de pyrite ont été observés. La chimie est intermédiaire entre celle de la coffinite ( $\text{USiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) et celle de la ningoïte ( $\text{UPO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). La mobilité du phosphore dans le milieu est attestée par la dissolution de la monazite et par la formation des APS.

#### **VI.2.1-2 : La thorite et thorianite**

La thorite est nettement épigénétique, elle se situe en général en liseré discontinu à la surface des grains de pyrite, ou en position intergranulaire avec des

APS, auxquels peut être associée de la sphalérite et proviennent d'un héritage de la roche mère.

La thorianite s'observe en inclusion dans la monazite.

### **VI.2.1-3 : Phosphates-sulfates alumineux**

Les APS (phosphates alumineux hydratés) observés sont des solutions solides entre la florencite  $(\text{Ce,L a})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$  et la crandalite  $(\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5)$ . Ils sont généralement observés en bordure de grains altérés de monazite, dans la porosité de certains grains de pyrite, également dans la matrice et dans quelques filonnets de quartz. Ils proviendraient de la dissolution de la monazite.

Les APS peuvent être associés à la thorite dans les conglomérats et pourraient être des marqueurs de paléoconditions redox (Gaboreau et al., 2005, 2007).

## **VI.3 Quels sont les phénomènes diagénétiques et les interactions fluides roches affectant le Mozaan Group?**

Les principaux phénomènes diagénétiques affectant la zone d'étude sont la silicification, la compaction chimique, la dissolution des feldspaths, le tapissage illitique des grains détritiques de quartz, la néoformation de sidérite et de pyrite (pyrite épigénétique).

La silicification est présente dans tous les faciès gréseux étudiés. La dissolution des feldspaths constitue un autre phénomène diagénétique majeur ; en effet les feldspaths détritiques ont été rarement observés. Milliken et al., 1989 ; Harris, 1992 ; Wilkinson et al., 2001 ont démontré la dissolution progressive des feldspaths lors de l'enfouissement dans des grès en milieu acide.

La compaction chimique a été mise en évidence sous deux formes: la stylolitisation (observée entre les grains de quartz et au niveau argileux) et la dissolution de quartz intergranulaire marquée par la formation des surcroissances de quartz.

La dissolution des grains détritiques de quartz en contact est considérée comme une source de silice majeure dans les grès (Walderhaug et Bjørkum, 2003 ; Walderhaug et al., 2006, Worden et Morad, ).

La sidérite magnésienne observée dans un seul faciès gréseux est un bon marqueur du milieu réducteur lors de la sédimentation. La pyrite détritique et épigénétique concourt à l'acidification des fluides qui ont circulé dans la zone d'étude.

## **VI.4 Les minéralisations d'uranium sont-elles liées à des remaniements syngénétiques ou à des circulations plus récentes ?**

### **VI.4-1 : Age et nature des fluides épigénétiques**

La datation U- Pb par Ablation laser ICP MS des APS et des grains détritiques de monazite (dans cette étude) ont permis de trouver un âge de 2,54 Ga pour la remobilisation des APS observés dans les filonnets de certains grains de pyrite détritiques, et un age de 3,1 Ga sur des grains de monazite détritique.

L'âge de la remobilisation des APS est relativement en accord avec les analyses Pb-Pb en roche totale, qui datent la régression linéaire de  $2,4 \pm 0,2$  Ga obtenue pour les carbonates du Nsuze Group. Cet âge est interprété comme étant un métamorphisme généralisé ou, moins probable, un événement de circulation de fluide (Bolhar et al., 2015, Kramers et al., 2013, Elworthy et al., 2000, Hegner et al., 1981).

## VI.4-2 Conditions de formation des minéralisations uranifères

L'altération des grains de monazite a libéré de l'uranium et du phosphore qui ont permis la cristallisation de phospho-coffinite autour des grains détritiques de pyrite. D'un point de vue bilan de masse, la remobilisation ne se fait pas *in situ* car la teneur moyenne en uranium dans les grains de monazite (plusieurs milliers de ppm d'uranium) n'est pas suffisante pour expliquer les plus fortes teneurs rencontrées dans certains conglomérats. Il faut donc que l'uranium ait été transporté par des fluides. Les cartographies des défauts d'irradiation dans le quartz montrent parfaitement que les conglomérats ont été imprégnés d'uranium dans la porosité.

La pyrite a joué le rôle de réducteur. L'absence de grains détritiques d'uraninite est une des particularités du conglomérat Pongola. Après de nombreuses études minéralogiques (Ramdohr, 1955, Saager, 1986, Hicks et Hofmann, 2012), ce fait est bien confirmé. Deux hypothèses peuvent être envisagées : (1) les grains d'uraninite ont été complètement dissous ou (2) il n'y a jamais eu de grains détritiques d'uraninite. Quels sont les arguments pour l'une ou l'autre des hypothèses ?

### Hypothèse 1 :

- Les grains d'uraninite dans les conglomérats archéens et protérozoïques sont en général riches en Th comme dans le cas du Witwatersrand (Frimmel, 2005, Frimmel et al., 2013). Dans le cas d'une dissolution, le thorium n'est pas soluble et précipite sous forme ThO<sub>2</sub> comme cela a été observé par Braun et al. (1990, 1993) dans un profil latéritique.

Dans l'échantillon CG2 ce comportement du Th a également été observé (cf. chapitre 4 ; Figure IV.13 avec des petits cristaux de thorianite présents dans une monazite très altérée.

- L'enrichissement en U de la roche totale ne s'accompagne pas d'un enrichissement en Th comme cela est attendu avec des grains détritiques d'uraninite riches en Th.
- Aucune auréole d'irradiation alpha en cathodoluminescence dans le quartz de la dimension des grains détritiques, sans minéraux d'uranium au centre n'a été observée dans les lames minces étudiées. Il serait toutefois nécessaire de faire une observation systématique sur un plus grand nombre de lames minces polies pour pouvoir généraliser cette conclusion.

## Hypothèse 2 :

La source (la roche-mère) n'était pas favorable à la formation d'uraninite. D'après Hicks et Hofmann (2012), l'origine des grès et conglomérat est la ceinture de granites-roches vertes proche et des pyrites qui proviennent d'un environnement sédimentaire.

L'uranium pourrait provenir des roches volcaniques de la formation sous-jacente du groupe Nsuze. En effet, dans les roches volcaniques l'uranium reste dans le verre, ce qui ne permet pas lors de la cristallisation du magma, d'atteindre la sursaturation en uraninite. Lors des altérations, l'uranium est mis en disponibilité si les conditions sont suffisamment oxydantes. Toutefois les teneurs en U des roches du Nzuse n'atteignent 5.5 ppm que dans les termes les plus évolués rhyolitiques (Crow et al., 1989).

En conclusion l'hypothèse la plus vraisemblable est que l'uranium dans les zones minéralisées provient de l'altération des grains détritiques de monazite lors d'un événement daté à 2.45 Ga.











# **BIBLIOGRAPHIE**

**BIBLIOGRAPHIE**

- Alexander B. W., Bau M., Andersson P., Dulski P. 2008: Continently-derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 72, p. 378–394.
- Alibo, D. S. and Nozaki, Y. 1999: Rare earth elements in seawater: Particle association, shale-normalization, and Ce oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 63, No. 3/4, p. 363–372.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Ramasamy, S., 2004: Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. *Journal of Sediment. Research*. Vol. 74, N°2, P. 285–297.
- Asiedu, D.K., Dampare, S.B., Asmoah Sakyi, P., Banoeng-Yakubo, B., Osae, S., Nyakoro, B.J.B., Manu, J. 2004: Geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Birim diamantiferous field, southern Ghana: implications for provenance and crustal evolution at the Archean-Proterozoic boundary. *Geochemical Journal*. Vol. 38, p. 215–228.
- Barnicoat, A. C., Henderson, I. H. C., Knipe, R. J., Yardley, B. W. D., Napier, R. W., Fox, N. P. C., Kenyon, A. K., Muntingh, D. J., Strydom, D., Winkler, K. S., Lawrence, S. R., Cornford, C. 1997: Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand basin. *Nature*. Vol. 386, p. 820–824.
- Barrat, J.A., Zanda, B., Moynier, F., Bollinger, C., Liorzou, C., Bayon, G. 2012: Geochemistry of chondrites: Major and trace elements, and Cu and Zn Isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 83, p. 79–92.
- Barton, E.S. and Hallbauer, D.K. 1996: Trace-element and U-Pb isotope compositions of pyrite types in the Proterozoic Black Reef, Transvaal Sequence,

- South Africa: Implications on genesis and age. *Chemical Geology*. Vol. 133, p.173-199.
- Barton, J.M., Compston, W., Williams, I.S., Bristow, J., Hallbauer, D.K. and Smith, C.B. 1989: Provenance ages for the Witwatersrand Supergroup and the Ventersdorp Contact Reef: constraints from ionmicroprobe U-Pb ages of detrital zircons. *Economic Geology*. vol. 84, p.2012-2019.
- Bau, M. 1991: Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*. vol. 93, p. 219-230.
- Bekker, A., Slack, J. F., Planavsky, N., Krapez, B., Hofmann, A., Konhauser, K. O., Rouxel, O. J.2010: Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology*. Vol.105, p. 467–508.
- Beukes, N.J., and Cairncross, B. 1991: A lithostratigraphic-sedimentological reference profile for the Late Archaean Mozaan Group, Pongola Sequence: application to sequence stratigraphy and correlation with the Witwatersrand Supergroup. *Journal of South African Geology*. Vol. 94, p. 44-69.
- Beukes, N.J.1996 : Sole Marks and combined-flow storm event beds in the Brixton Formation of the siliciclastic Archean Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. 66, p. 567–576.
- Beukes, N. J., Lowe, D.R. 1989 : Environmental control on diverse stromatolite morphologies in the 3000 Myr Pongola Supergroup, South Africa. *Sedimentology*. Vol. 36, p.383–397.
- Bhushan, S. K., Priyadarshi, S. 2010: Geochemistry of Clastic Sediments from Sargur Supracrustals and Bababudan Group, Karnataka: Implications on Archaean Proterozoic Boundary. *Journal Geology Society India*. Vol. 75, p. 829-840.
- Bingi, B., Demaiffe, D., Hertogen, J. 1996: Redistribution of rare earth elements,

- thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolites to granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from south western Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 60, No. 8, p. 1341-1354.
- Björkum, P.A., 1996: How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones: *Journal of Sedimentary Research* vol. 66, p. 147-154.
- Bolhar, R., Hofmann, A., Siah, M., Feng, Y., and Delvigne, C. 2015: A trace element and Pb isotopic investigation into the provenance and deposition of stromatolitic carbonates, ironstones and associated shales of the ~3.0 Ga Pongola Supergroup, Kaapvaal Craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol.158, p. 57-78.
- Bolhar, R., Hofmann, A., Woodhead J., Hergt J. and Dirks P. 2002: Pb- and Nd-isotope systematics of stromatolitic limestones from the 2.7 Ga Ngezi Group of the Belingwe Greenstone Belt: constraints on timing of deposition and provenance. *Precambrian Research*. Vol. 114, p. 277-294.
- Bolhar, R., Kamber, B.S., A., Moorbath, S., Fedo, C.M., and Whitehouse, M.J. 2004: Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 222, p. 43-60.
- Bouton 1981
- Bralia, A., Sabatini, G., Troja, F. 1979: Pyrite: A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems. *Mineralium Deposita*. vol.14, p.353-374.
- Brau, J.J., Pagel, M., Herbillon, A. and Rosin, C.1993: Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile : a mass balance study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 57, 4419-4434.

- Brau, J.J., Pagel, M., Muller, J.P., Bilong, P., Michard, A. and Guillet, B.1990: Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 54, p. 781-795.
- Brian,W. A., Bau, M., Andersson, p., Dulski, P. 2008: Continentally-derive solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 72, p.378–394.
- Brown, D.W., Bourke, M. A. M., Field, R.D., Hults, W. L., Teter, D. F., Thoma, D. J., Vogel, S.C. 2006: Neutron diffraction study of the deformation mechanisms of the uranium–7 wt.% niobium shape memory alloy. *Materials Science and Engineering*. Vol. 421, p.15–21.
- Bul, W.D., Thomas, R.J., and McKeczm, A. 1994: Gold mineralization in Natal, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 18, No. 2, p. 99-109.
- Bumb, A.J., Eriksson, P. G., Catuneanu O., Nelson, D, R., Rigby, M. J. 2012: Meso-Archaeon and Palaeo-Proterozoic sedimentary sequence stratigraphy of the Kaapvaal Craton. *Marine and Petroleum Geology*. Vol. 33, p. 92-116.
- Burger, A.J., Coertze, F.J., 1973: Radiometric age measurements on rocks from southern Africa to the end of 1971. *Bulletin of the Geological Survey of South Africa*. Vol. 58, p. 46.
- Burke, K., Kidd, W.S.F., Kusky, T.M. 1985:The Pongola structure of southeastern Africa: The World's oldest preserved rift? *Journal of Geodynamics*. Vol. 2, p. 35-49.
- Carling, P. A., Breakspear, R. M. D. 2006. Placer formation in gravel-bedded rivers: A review. *Ore Geology Reviews*. Vol. 28, p. 377- 401.
- Carlson, R.W., Hunter, D.R., Barker, F., 1983: Sm-Nd age and isotopic systematics of the bimodal suite, Ancient Gneiss Complex, Swaziland, southern Africa. *Nature*. Vol. 305, p. 701–704.



- Carrouee, S., Moyen, J-F., Cuney, M. 2013: The oldest uraninite of the world from the Mpuluzi and Heerenveen granites/pegmatites (Barbaton area, South Africa): a possible source for the Dominion Reef quartz pebble conglomerate uranium mineralisation. *Mineral Deposit Research for a High-Tech World*. Vol. 1-4, p.1583-1586.
- Cloutier, J., Kyser, K., Olivo, G.R., Brisbin, D. 2011: Geochemical, isotopic and geochronologic constraints on the formation of the eagle point basement-hosted uranium uraninite in secondary structures. *Mineralium Deposita*. Vol. 46, p. 35-56.
- Cocherie, A., Albarede, F. 2001: An improved U-Th-Pb age calculation for electron
- Cole, E.G. 1994: Lithostratigraphy and depositional environment of the Archaean Nsuzi Group, Pongola Supergroup. *M.Sc. thesis, Rand Afrikaans University of Johannesburg*. P. 166.
- Condie, K.C.1994: Chemical composition and evolution of the upper continental crust contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*. Vol.104, p. 1-37.
- Condie, K.C., Kroner, A., Milisenda, C.C. 1996: Geochemistry and geochronology of the Mkhondo Suite, Swaziland: evidence for passive-margin deposition and granulite facies metamorphism in the Late Archaean of southern Africa. *Journal African Earth Sciences*.Vol. 21,p. 483-506.
- Cortial, F., Gauthier-Lafaye, F., Lacrampe-Couloume, G., Oberlin, A., Weber, F.1990: Characterization of organic matter associated with uranium deposits in the Francevillian Formation of Gabon (Lower Proterozoic). *Org. Geochem*. Vol. 15, p. 73-85.
- Craig, J. R., Vokes, F.M., Solberg, T.N. 1998: Pyrite: physical and chemical textures. *Mineralium Deposita*. vol. 34, p. 82-101.
- Crow, C., Condie, K. C., Hunter, D. R. and Wilson, A. H. 1990: Geochemistry of

- volcanic from the Nzuse Group, South Africa: arc-like volcanics in a 3.0 Ga-old intracratonic rift. *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 9, N°3-4, p.589-597.
- Cullers, R.L., 1994: The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 58 N°22, P. 4955–4972.
- Cullers, R.L., Podkovyrov, V.N., 2000: Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control and recycling. *Precambrian Research*. Vol. 104, N°1–2, p. 77–93.
- Cuney, M., Mathieu, R. 2000: Extreme light rare earth element mobilization by diagenetic fluids in the geological environment of the Oklo natural reactor zones, Franceville basin, Gabon. *Geology*. Vol. 28, N°8, p.743-746.
- Cuney, M., Mercadier, J., Richard, A., Boiron, M.-C., Cathelineau, M. 2010: Migration of brines in the basement rocks of the Athabasca Basin through microfracture networks (P-Patch U deposit, Canada). *Lithos*. Vol.115, p. 121-136.
- Del papa, C., Kirschbaum, A., Powell, J., Brod, A., Hongn, F., Pimentel, M.2010: Sedimentological, geochemical and paleontological insights applied to continental omission surfaces: A new approach for reconstructing an Eocene foreland basin in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 29, p. 327–345.
- Descostes, M., Schlegel, M.L, Eglizaud, N., Descamps, F., Miserque, F., Simoni, E. 2010: Uptake of uranium and trace elements in pyrite (FeS<sub>2</sub>) suspensions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol.74, p. 1551–1562.
- Dix, O. R., 1984. Early Proterozoic Braided Stream, Shelf and Tidal Deposition in the Pongola Sequence, Zululand. *Transactions of the Geological Society of South*

- Africa*. Vol. 87, p.1-10.
- Duhamel, C. Cuney, M., Van Kranendonk, M. J. 2010: U, Th and REE mobility during Ca-metasomatism of Archean K-rich granites from the Pilbara Craton, Western Australia. *Theses*. p. 91-138.
- Eglington, B.M., Harmer, R.E, Kerr, A. 1989: Isotope and geochemical constraints on Proterozoic crustal evolution in south-eastern Africa. *Precambrian Research*. vol. 45, p. 159-174.
- Eglington, B.M., Talma, A.S., Marais, S., Matthews, P.E. AND Dixon, J.G.P. 2003: Isotopic composition of Pongola Supergroup limestones from the Buffalo River gorge, South Africa: constraints on their regional depositional setting. *Geological Society of South Africa*. vol.106, p. 1-10.
- Elworthy, B.M., Eglington, R.A., Armstrong and Moyes, A.B. 2000: Rb-Sr isotope constraints on the timing of late to post-Archaean tectonometamorphism affecting the southeastern Kaapvaal Craton. *Journal of African Earth Science*. Vol. 30, No. 3, p. 641-650.
- basin, South Africa. *Mineralogy and Petrology*. vol. 32, p. 83-102.
- England, G. L., Rasmussen, B., Krapez, B., Groves, D. I. 2002: Paleoenvironmental significance of rounded pyrite in silicoclastic sequences of the late Archaean Witwatersrand Basin: oxygen-deficient atmosphere or hydrothermal alteration? *Sedimentology*. Vol. 49, p. 1133-1156.
- Eriksson, P.G., Lenhardt, N., Wright, D.T., Mazumder, R., Bumby Late, A.J. 2011: Neoarchaeon-Palaeoproterozoic supracrustal basin-fills of the Kaapvaal craton: Relevance of the supercontinent cycle, the "Great Oxidation Event" and "Snowball Earth"? *Marine and Petroleum Geology*. vol. 28, p. 1385-1401.
- Farrow, D.J., Harmer, R.E., Hunter, D.R., Eglington, B.M., 1990: Rb-Sr and Pb-Pb dating of the Anhalt leucotonalite, northern Natal. *South African Journal of Geology*. vol. 93, p. 696-701.

- Fedo, C. M., Nesbitt, W., Young, G.M. 1995: Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*. vol. 23, p. 921-924.
- Floyd, P.A., Franke, W., Shail, R., Dörr, W. 1990: Provenance and depositional environment of Therohercynian synorogenic greywacke from the Giessen nappe, Germany. *Geologische Rundschau*. vol. 79, p. 611-626.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., Park, R.G. 1989: Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland. *Precambrian Research*. vol. 45, p. 203-214.
- Frimmel, H. E. 2005: Archaean atmospheric evolution: evidence from the Witwatersrand gold fields, South Africa. *Earth-Science Reviews*. Vol. 70, p. 1-46.
- Frimmel, H. E., Groves, D.I., Kirk, J., Ruiz, J., Chesley, J., Minter, W. 2005: The formation and preservation of the Witwatersrand goldfields, the world's largest gold province. *Economic Geology*. Vol. 100<sup>th</sup> Anniversary, p.769-798.
- Frimmel, H. E., Hallbauer, D.K., Gartz, V. H. 1999: Gold mobilizing fluids in the Witwatersrand Basin: composition and possible sources. *Mineralogy and Petrology*. vol. 66, p.55-81.
- Gaboreau, S., Beaufort D., Vieillard, P., Patrier, P., Bruneton, P. 2005: Aluminum phosphate-sulphate minerals associated with Proterozoic unconformity-type uranium deposits in the East Alligator River Uranium Field, Northern Territories, Australia. *Canadian Mineralogist*. vol.43, p. 813-827.
- Gaboreau, S., Cuney, M., Quirt, D., Beaufort, D., Patrier, P., Mathieu, R. 2007: Significance of aluminum phosphate-sulfate minerals associated with U unconformity-type deposits: The Athabasca basin, Canada. *American Mineralogist*. vol. 92, p. 267-280.

- Gancarz, A. J. 1978: U-Pb age ( $2.05 \times 10^9$  years) of the Oklo uranium deposit. *International Atomic Energy Agency, Vienna (Austria); Panel proceedings series*. P. 513-520.
- Gold D. J. C. 2006: The Pongola Supergroup. In *The Geology of South Africa* (eds. M. R. Johnson, C. R. Anhaeusser and R. J. Thomas). *Geological Society of South Africa, Johannesburg/ Council of Geoscience, Pretoria*. p. 135–148
- Gold D. J. C. and Von Veh M. W. 1995 : Tectonic evolution of the Late Archaean Pongola-Mozaan Basin, South Africa. *Journal African Earth Sciences*. vol.21, p. 203–212.
- Gramaccioli, C. M., Segalstad, T.V.1978: A uranium and thorium- rich monazite from a South-Alpine pegmatite at Piona, Italy. *American Mineralogist*. Vol. 63, p. 757-761.
- Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A. and Korotev, R. L. 1984: The 'North American Shale Composite': its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 48, p. 2469–248.
- Gross, G. A. (1983) Tectonic systems and the deposition of iron-formation. *Precambrian Research*. Vol. 20, p. 171-187.
- Gu, X.X., Liu, J.M., Zheng, M.H., Tang, I.X., Qi, L., 2002: Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, south China: geochemical evidence. *Journal of Sedimentary Research*. vol. 72, p. 393–407.
- Gutzmer, J., Nhleko, N., Beukes, N.J., Pickard, A., and Barley, M.E. 1999: Geochemistry and ion microprobe (SHRIMP) age of a quartz porphyry sill in the Mozaan Group of the Pongola Supergroup: Implications for the Pongola and Witwatersrand Supergroups: *South African Journal of Geology*. v. 102, p. 139–146.
- Hallbauer, D. K., 1986. The mineralogy and geochemistry of Witwatersrand pyrite, gold, uranium, and carbonaceous matter. *Mineral Deposits of Southern Africa*,

- Geological Society of South Africa, Johannesburg*. Vol., p. 731-752.
- Hansley, P. L., 1, Fitzpatrick, j. 1989: Compositional and crystallographic data on REE-bearing coffinite from the Grants uranium region northwestern New Mexico. *American Mineralogist*. Vol. 74, p. 263-270.
- Hegner, E., Kröner, A., and Hofmann, A.W. 1984: Age and isotope geochemistry of the Archaean Pongola and Usushwana suites in Swaziland, southern Africa: a case for crustal contamination of mantle-derived magma. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol.70, p. 267-279.
- Hegner, E., Kröner, A., Hun, P. 1994: A precise U-Pb zircon age for the Archaean Pongola Supergroup volcanics in Swaziland. *Journal of African Earth Science*. Vol. 18, No. 4, p. 339-341.
- Hicks, N. and Hoffman, A., 2012. Stratigraphy and provenance of the auriferous-uraniferous fluvial to shallow-marine Sinqeni Formation, Mozaan Group, northern KwaZulu-Natal, South Africa. *South African Journal of Geology*.vol.115, p. 327-344.
- Hicks, N., 2009: A combined Sedimentological-mineralogical study of sediment-hosted gold and uranium mineralization at Denny Dalton, Pongola Supergroup, *M.Sc. Thesis, University of KwaZulu-Natal*.
- Hofmann, A., Bekker, O.A., Rouxel, O., Rumble, D., Master, S. 2009: Multiple sulphur and iron isotope composition of detrital pyrite in Archaean sedimentary rocks: A new tool for provenance analysis. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 286, N°3-4, p. 436-445.
- Houseknecht, D.W. 1984: Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone: *Journal of Sedimentary Petrology*. vol. 54, p. 348-361.

- Houseknecht, D.W. 1987: Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: *A.A.P.G. Bulletin*. vol. 71, p. 633-642.
- Jébrak, M., Marcoux, E. 2008: Géologie des ressources minérales. Editeur : *Ressources Minérales et Faune du Québec*.
- Jo Bau, M., and Möller, P. 1993: Rare-earth element systematics of the chemically precipitated component in early Precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 57, p. 2239-2249.
- Kirk, J., Ruiz, J., Chesley, J., Titley, S., Walshe, J., Simoni, E. 2001: A detrital model for the origin of gold and sulfides in the Witwatersrand basin based on Re- Os isotope. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 65, No. 13, p. 2149-2159.
- Kröner, A., 2007: The Ancient Gneiss Complex of Swaziland and environs: record of early Archean crustal evolution in southern Africa. In: Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V.C. (Eds.). *Earth's Oldest Rocks, Developments in Precambrian Geology*, vol. 15, p. 465-480.
- Kröner, A., Compston, W., Williams, I.S. 1989: Growth of early Archaean crust in the Ancient Gneiss Complex of Swaziland as revealed by single zircon dating. *Tectonophysics*. vol. 161, p. 271-298.
- Kröner, A., Tegtmeier, A., 1994: Gneiss-greenstone relationships in the Ancient Gneiss Complex of southwestern Swaziland, southern Africa, and implications for early crustal evolution. *Precambrian Research*. Vol. 67, p. 109-139.
- Layer, P.W., Kröner, A., McWilliams, M., Burgehele, A., 1988: Paleomagnetism and age of the Archean Usushwana Complex, southern Africa. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 93, p. 449-457.

- Maphalala, R., Kröner, A., 1993: Pb-Pb single zircon ages for the younger Archaean granitoids of Swaziland, southern Africa. *Maphalala, R., Mabuz, M. (Eds.), Extended Abstracts 16th Colloquium of African Geology.*
- Matthews, P.E. and Scharrer, R.H., 1968: A graded unconformity at the base of the early Precambrian Pongola System. *Transactions of the Geological Society of South Africa.* Vol. 71, p. 257-272.
- Matthews, P.E., 1959: The metamorphism and tectonics of the pre-Cape formations in the post-Ntingwe thrust belt, SW Zululand, Natal. *Transactions of Geological Society of South Africa.* Vol. 62, p. 257-322.
- Matthews, P.E., 1967: The pre-Karoo formations of the White Mfolozi inlier, northern Natal. *Transactions of the Geological Society of South Africa.* Vol. 70, p. 39-63.
- Matthews, P.E., 1985: Archaean post-Pongola granites in the southeastern Kaapvaal Craton. *South African Journal of Science.* Vol. 81, p. 479-484.
- Matthews, P.E., 1990: A plate tectonic model for the late Archaean Pongola Supergroup in Southeastern Africa. *S. P. H. Sychanthavong (Editor) Crustal evolution and orogeny. Oxford Publishing, New Delhi.* p. 41-72.
- McDonough, W.F., Sun, S.-s., 1995: The Composition of the Earth. *Chemical Geology.* Vol. 10, p. 223-253
- McLennan S. M., Taylor S. R. and Kröner A. 1983: Geochemical evolution of Archean shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola Supergroups. *Precambrian Research.* vol. 22, p. 93-124.
- McLennan, S.M., 1989: Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* Vol. 21, p.169-200.



- Meyer, F.M., Reimold, W.U. and Walraven, F. 1993: The evolution of the Archaean granitic crust in the south-eastern Kaapvaal Craton, South Africa. *Terra Abstracts*. Vol. 5, p.v319.
- microprobe dating of monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol.65, p.4509–4522.
- Mina, M., Chen, J., Wang, J., Wei, G., Faye, M. 2005: Mineral paragenesis and textures associated with sandstone-hosted roll-front uranium deposits, NW China. *Ore Geology Reviews*. Vol. 26, p. 51–69.
- Mukasa, S. B., Wilson, A. H., Young, K. R. 2013: Geochronological constraints on the magmatic and tectonic development of the Pongola Supergroup (Central Region), South Africa. *Precambrian Research*. vol.224, p.268– 286.
- Naqvi, S.M., Uday Raj, B., Subba Rao, D.V., Manikyamba, C., Nirmal Charan, S., Balaram, V., Srinivasa Sarma, D. 2002: Geology and geochemistry of arenite–quartzwacke from the Late Archaean Sandur schist belt-implications for provenance and accretion processes. *Precambrian Research*. Vol.114, p. 177-197.
- Naveau, A., Monteil-Rivera, F., Guillon, E., Dumonceau, J. I. 2006: XPS and XAS studies of copper (II) sorbed on to a synthetic pyrite surface. *Journal of Colloid and Interface Science*. Vol. 303, p. 25–31.
- Nesbitt, H. W., and Wilson, R. E. 1992: Recent Chemical Weathering of Basalts: *American Journal Science*. vol. 292, p. 740–777.
- Nesbitt, H. W., and Young, G. M. 1984: Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol.48, p.1523-1534.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M.1989: Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology*. Vol. 97, p.129-147.

- Nesbitt, H.W. 1979: Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*. vol. 279, p. 206–210.
- Nhleko, N. 2003: The Pongola Supergroup in Swaziland, Ph.D. dissertation Rand Afrikaans University.
- Noffke, N., Hazen, R., Nhleko, N. 2003: Earth's earliest microbial mats in a siliciclastic marine environment (2.9 Ga Mozaan Group, South Africa): *Geology*. p. 673-676.
- Noffke, N., 2009: The criteria for the biogenicity of microbially induced sedimentary structures (MISS) in Archean and younger, sandy deposits. *Earth Science Reviews*. P. 96, vol. 173-180.
- Noffke, N., Beukes, N., Bower, D., Hazen, R. M. & Swift, D. J. P., 2008: An actualistic perspective into Archean worlds - (cyano-)bacterially induced sedimentary structures in the siliciclastic Nhlazatse Section, 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geobiology*. vol. 6, p.5-20.
- Nyakairu G.W. A., and Koeberl, C. 2001: Mineralogical and chemical composition and distribution of rare earth elements in clay-rich sediments from central Uganda. *Geochemical Journal*. Vol. 35, p. 13-28.
- Nyakairu W. A. G., and Koeberl, C. 2001: Mineralogical and chemical composition and distribution of rare earth elements in clay-rich sediments from central Uganda. *Geochemical Journal*. Vol. 35, p. 13-28.
- Nyakairu, W. A. G. and Koeberl, C. 2002: Variation of Mineral, Chemical, and Rare Earth Element Composition in Size Fractions of Clay-rich Sediments from the Kajjansi and Ntawo Clay Deposits, Central Uganda. *Chem. Erd.* Vol. 62, p. 73–86.
- Nyakairu, W. A. G., Kurzweil, H., Koeberl, C. 2002: Mineralogical, geochemical, and sedimentological characteristics of clay deposits from central Uganda and their applications. *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 35, p. 123–134.

- Olsson, J.R., 2012: U-Pb baddeleyite geochronology of Precambrian mafic dyke swarms and complexes in southern Africa - regional extensional events and the origin of the Bushveld Complex. Litholund thesis no. 22. Lund University of Sweden.
- Pagel M., Braun J.J., Disnar J.R., Martinez L., Renac C. et Vasseur G., 1997: Thermal history constraints from studies of organic matter, clay minerals, fluid inclusions, and apatite fission tracks at the Ardecche paleo-margin (BA1 drill hole, GPF program), France. *Journal of Sedimentary Research*. vol. 67, p. 235-245.
- Pagel, M., Braun, J-J., Muller J-P. 1990: Organisation et fonctionnement des altérites et des sols: Mécanisme de fractionnement géochimique des terres rares, de l'uranium et du thorium lors de l'altération supergène. *Séminaire ORSTOM*.
- Parnell, J., 2001: Paragenesis of mineralization within fractured pebbles in Witwatersrand conglomerate. *Mineralium Deposita*. vol. 36, p. 689-699.
- Parrish, R.R., Krogh, T.E. 1987 : Synthesis and purification of  $2^{\circ}\text{spb}$  for U-Pb geochronology. *Isotope Geoscience*. Vol. 66, p.103-110.
- Parrish, R.R., Roddick, J.C., Loveridge, W.D., Sullivan, R.W. 1987 : Uranium-lead analytical procedures at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada; In: *Radiogenic and Isotopic Studies: Report 1*, Paper 87-2, pp3-7. Geological Survey of Canada.
- Partin, C.A., Lalonde, S.V., Planavsky, N.J., Bekker, A., Rouxel, O. J., Lyons, T.W., Konhauser, K.O. 2013: Uranium in iron formations and the rise of atmospheric oxygen. *Chemical Geology*. Vol. 362, p. 82-90.
- Patyk-Kara, N. G. 2002: Placers in the System of Sedimentogenesis. Lithology and Mineral Resources. Vol. 37, N°. 5, p. 429-441.
- Poitrasson, F., Chenery, S., Shepherd, T. J. 2000: Electron microprobe and LA-ICPMS study of monazite hydrothermal alteration: Implications for U-Th-Pb

- geochronology and nuclear ceramics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 64, p.3283-3297.
- Pollack, G. D., Krogstad, E. J., Bekker, A. 2009: U–Th–Pb–REE systematics of organic-rich shales from the ca. 2.15 Ga Sengoma Argillite Formation, Botswana: Evidence for oxidative continental weathering during the Great Oxidation Event. *Chemical Geology*. Vol. 260, p.172–185.
- Poujol, M., Robb, L.J., Anhaeusser, C.R., Gericke, B. 2003: A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal Craton, South Africa. *Precambrian Research*. Vol. 127, p.181–213.
- Priyadarsi, D. R., Arce, J. L., Lozano, R., Jonathan, M. P., Centeno, E. and Lozano, S. 2012: Geochemistry of late Quaternary tephra-sediment sequence from north-eastern Basin of Mexico (Mexico): implications to tephrochronology, chemical weathering and provenance. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. v. 29,Nº. 1, p. 24-38.
- Purnachandra Rao, V., Michard, A., Naqvi, S.W.A., Böttcher, M.E., Krishnaswamy, R., Thamban, M., Natarajan, R., Borole, D.V. 2002: Quaternary phosphorites of the south east coast of India. *Chemical Geology*. Vol. 182, p. 483–502.
- Reimer, T.O., 1986: Comments on the Eu and Th geochemistry of the Archaean continental crust of the Kaapvaal Craton, South Africa. *Precambrian Research*, 31: 275--289. *Precambrian Research*. Vol. 31, p. 275-289.
- Robertson, J.A.,Gould, K, L. 1978:Uranium and thorium deposits of Ontario, East Central Sheet,district of Thunder Bay, Cochrane Cochrane, Algoma, Sudbury, Timiskaming and Nipissing, Ontario Geological survey map. *Mineral Deposits*. P. 2426.
- Robb, L. J., Meyer, F. M. 1995: The Witwatersrand Basin, South Africa: Geological framework and mineralization processes. *Ore Geology Reviews*. Vol.10, p.67-94.

- Robb, L.J., Davis, D.W. and Kamo, S.L. 1990: U-Pb age on single detrital zircon grains from the Witwatersrand basin: constraints on the age of sedimentation and on the evolution of granites adjacent to the basin. *Journal Geology*. Vol. 98, p. 311-328.
- Roscoe, S.M., 1973: The Huronian Supergroup, a Paleoproterozoic succession showing evidence of atmospheric evolution. *G.M. Young (Editor), Huronian Stratigraphy and Sedimentation*. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. Vol. 12, p.31-48.
- Saager, R. and Stupp, H.D., 1983: U-Ti phases from Precambrian quartz pebble conglomerates of the Elliot Lake area, Canada, and the Pongola
- Saager, R., 1970: Structures in pyrite from the Basal reef in the Orange Free State Gold-field. *Transactions of the Geological Society of South Africa*. Vol. 73, p. 29-46.
- Saager, R. and Utter, T., 1980: Geological and radiometrical investigations of
- Saager, R., Stupp, H.D., Utter, T. and Matthey, H.O., 1986: Geological and mineralogical notes on placer occurrences in some conglomerates of the Pongola Sequence. In: C.R. Anhaeusser and S. *Mineral Deposits of Southern Africa*. Geological Society of South Africa. P. 473-487.
- Saager, R., Thiel, K., Hennig, G. J., Bangert, U. 1981. Uranium Redistribution in Weathered Conglomerates of the Early Precambrian Pongola Supergroup, South Africa: Inferences from a Study by Alpha Spectrometry and Fission Track Micromapping. *Developments in Economic Geology*. Vol. 15, P. 233-249.
- Saager, R., Utter, T. and Meyer, M., 1982: Pre-Witwatersrand and Witwatersrand conglomerates in South Africa: a mineralogical comparison and bearings on the genesis of gold-uranium placers. In: Ore Genesis: the state of the art. *Special Publication of the Society for Geology applied to Mineral Deposits, Springer-Verlag, Berlin, Germany*. Vol. 2, p. 38-56.

- Sacs. 1980: Lithostratigraphy of the Republic of South Africa, South West Africa/Namibia, and the Republics of Bophuthatswana, Transkei and Venda. *In: Kent, L.E. (Editor) Stratigraphy of South Africa, Part 1. Geological Survey of South Africa*. P. 690.
- Saha, L., Hofmann, A., Xie, H., Hegner, E., Wilson, A.H., Wan, Y., Liu, D. and Kröner, A., 2010. Zircon ages and metamorphic evolution of the Archean Assegaai – De Kraalen granitoid – greenstone terrain, southeastern Kaapvaal Craton. *American Journal of Science*. Vol. 310, p. 1384-1420.
- Schoene, B., Bowring, S.A., 2010: Rates and mechanisms of Mesoarchean magmatic arc construction, eastern Kaapvaal craton, Swaziland. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 122, p. 408–429.
- Scott, T. B., Riba. Tort, O., Allen, G. C. 2007: Aqueous uptake of uranium on to pyrite surfaces: reactivity of fresh versus weathered material. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 71, p. 5044–5053.
- Shilo N. A. 2007: The Witwatersrand Deposit and the Problem of the Ore Formation *Russian Journal of Pacific Geology*. Vol. 1, N°. 5, p. 495–502.
- Shilo, N. A. 2007: The Witwatersrand Deposit and the Problem of the Ore Formation. *Russian Journal of Pacific Geology*. Vol. 1, No. 5, p. 495–502.
- Spalletti, L. A., Queralt, I., Matheos, S. D., Colombo, F., Maggi. J. 2008: Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): Implications for provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 25, p. 440–463.
- Stevenson, R. K., Patchett, P.J. Implications for the evolution of continental crust from Hf isotope systematics of Archean detrital. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 54, p. 1683-1697.
- Strik, G., de Wit, M. J., Langereis, C.G. 2007: Palaeomagnetism of the Neoarchaeon Pongola and Ventersdorp Supergroups and an appraisal of the 3.0–1.9 Ga

- apparent polar wander path of the Kaapvaal Craton, Southern Africa. *Precambrian Research*. Vol.153, p.96–115.
- Tankard, A.J., Jackson, M.P.A., Eriksson, K.A., Hobday, O.K., Hunter, D.R., Minter, W.E.L., 1982: Crustal Evolution of Southern Africa. *Springer – Verlag, New York*. p. 523.
- Taylor, S. R.; and Kroner, A., 1983: Geochemical evolution of Archean shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola Supergroups: *Precambrian Research*. vol. 22, p. 93–124.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985: The Continental Crust: Its Composition and Evolution. *Blackwell, Oxford*. p. 312.
- Thiel, K., Vorwerk, R., Saager, R. and Stupp, H.D. 1983:  $^{235}\text{U}$  fission tracks and  $^{238}\text{U}$ -series disequilibria as a means to study recent mobilization of uranium in Archaean pyritic conglomerates. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 65, p. 249-262.
- Tournier, F. 2010 : Mécanismes et contrôle des phénomènes diagénétiques en milieu acide dans les grès de l'Ordovicien glaciaire du bassin de Sbaa, Algérie. Thèse, Université Paris Sud.
- Veeramani, H., Alessi, D. S., Suvorova, E. I., Lezama-Pacheco, J. S., Stubbs, J. E., Sharp, J. O., Dippon, U., Kapple, A., Bargar, J. R., Bernier-Latmani, R. 2011: Products of abiotic U (VI) reduction by biogenic magnetite and vivianite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 75, p. 2512–2528.
- Von Brunn, V. and Gold, D.J.C., 1993. Diamictite in the Archean Pongola Sequence of southern Africa. *Journal of African Earth Science*, 16, 367-374.
- Von Brunn, V. and Hobday, D. K. 1976: Early Precambrian tidal sedimentation in the Pongola Supergroup of South Africa. *Journal Sedimentary Petrology*. Vol.46, p.670–679.

- Von Brunn, V. and Mason T. R. 1977: Siliciclastic-carbonate tidal deposits from the 3000 M.Y. Pongola Supergroup, South Africa. *Sedimentary. Geology*. Vol.18, p. 245-255.
- Von Brunn, V., 1974: Tidalites of the Pongola Supergroup (Early Precambrian) in the Swart Mfolozi area, northern Natal. In: A. Kroner (Editor) *Contributions to the Precambrian Geology of South Africa*. Bulletin of Precambrian Research Unit, University of Cape Town, South Africa. P.107-122
- Von Brunn, V., Hobday, D.K., 1976: Early Precambrian tidal sedimentation in the Pongola Supergroup of South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*. vol.46, p.670-679.
- Wagani, H., Pagel, M., Janots, E., Gnos, E. 2011: Detrital monazite in the Tim Merso basin, Niger: provenance and contribution to the uranium budget in siliclastic sediments. *The Canadian Mineralogist*. Vol. 49, p. 487-501.
- Walraven, F. and pape, J. 1994: Pb-Pb whole rock Ages for the Pongola super Group and the Usushwana complexe , south Africa; *journal of African Earth sciences*, vol. 18, N° 4, p. 297-308.
- Weilers, B. F., 1990: A Review of the Pongola Supergroup and its setting on the Kaapvaal Craton. *Economic Geology Research Unit, University of Witwatersrand, Johannesburg*. P. 68.
- Wersin, P., Hehener, P., Giovanoli, R., Stumm, W. 1991: Early diagenetic influences on iron transformations in a freshwater. *Chemical Geology*. Vol. 90, p. 233-252.
- Williams, M. L., Jercinovic, M. J., Harlov, D. E., Budzyn, B., Hetherington, C. J. 2011: Resetting monazite ages during fluid- related alteration. *Chemical Geology*. Vol. 283, p. 218-225.
- Wilson, A.H. 2003: A new class of silica enriched, highly depleted komatiites in the southern Kaapvaal Craton, South Africa. *Precambrian Research*. Vol.127, p.125-141.



- Wilson, A.H. and Grant, C.E. 2006: Physical volcanology and compositions of the basaltic lava flows in the Archean Nzuse Group, White Mfolozi Inlier, South Africa. In (eds. W.U. Reimold and R. Gibson), *Processes on the Early Earth. Geological Society of America Special Paper*. v405, p. 255-289.
- Wilson, A.H., Groenewald, B. and Grant, C.E. 2013: Volcanic and volcanoclastic rocks of the Mesoarchaeon Pongola Supergroup in South Africa and Swaziland: distribution, physical characteristics, stratigraphy and correlations. *South African Journal of Geology*. Vol. 116, p.119-168.
- Woodhead, J., Hergt, J., Meffre, S., Large, R. R., Danyushevsky, L., Gilbert, S. 2009: In situ Pb-isotope analysis of pyrite by laser ablation (multi-collector and quadrupole) ICPMS. *Chemical Geology*. vol 262, p. 344–354.
- Worden, R.H., and Morad, S., 2000: Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies, in: Worden, R.H., and Morad, S. (eds), *Quartz Cementation in Sandstones: International Association of Sedimentologists, Special Publication*. vol. 29, p.1-20.
- Worden, R.H., Warren, E.J., Smalley, P.C., Primmer, T.J., and Oxtoby, N.H., 1995: Discussion of 'Evidence for resetting fluid inclusion temperatures from quartz cements in oilfields' by Osborne and Haszeldine (1993): *Marine and Petroleum Geology*. vol. 12.
- Wronkiewicz, D. J., Condie, K. J. 1989: Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: Evidence for a 3.0-Ga-old craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 53, p. 1537-1549.
- Wronkiewicz, D.J., Condie, K.J. 1987: Geochemistry of Archaean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 51, p. 2401-2416.
- Xie, H., Hofmann, A., Hegner, E., Wilson, A.H., Wan, Y., Liu, D., 2012: Zircon SHRIMP dating confirms a Palaeoarchaeon supracrustal terrain in the

southeastern Kaapvaal Craton, South Africa. *Gondwana Research*. Vol. 21, p.818–828.

Young, G.M. and Nesbitt, H.W. 1998: Process controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *Journal Sedimentary Research*. Vol.68, p.448-455.

Young, G.M., von Brunn, V., Gold, D. J. C. and Minter, W. E. L. 1998: Earth's Oldest Reported Glaciation: Physical and Chemical Evidence from the Archean Mozaan Group (2.9 Ga) of South Africa. *The Journal of Geology*. Vol. 106, p. 523–538.

Zimmermann, U., Bahlburg, H., 2003: Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*. Vol. 50, N°6, P.1079–1104.







# ANNEXES



**Annexe 1****Tableau 1A :** géochimie des pyrites des conglomérats CG1 échantillon HS1 (microsonde électronique, CAMPARIS, SX50)

Lithology <b>conglomerat</b>							
Samples N° <b>CG1 N° TSB0623 at 52,3 m</b>							
sample type	drill core	drill core	drill core	drill core	drill core	drill core	drill core
pyrite type	<i>euهدral grain</i>	<i>small pebble</i>	<i>small pebble</i>	<i>same grain</i>	<i>small pebble</i>	<i>small pebble</i>	<i>same grain</i>
Analysis N°	84	86	91	92	96	103	104
Elements							
S	53.48	53.47	54.43	52.71	53.03	54.06	53.60
Fe	46.71	46.261	45.994	45.855	46.383	44.331	44.448
Pb	0.62	< d.l	0.26	0.97	0.51	0.59	0.39
U	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l
Th	0.11	< d.l	0.01	0.03	< d.l	0.02	< d.l
Co	< d.l	< d.l	0.737	0.82	< d.l	< d.l	< d.l
Ni	0.04	0.13	< d.l	0.03	< d.l	0.71	0.91
As	0.06	0.06	0.02	0.08	0.05	0.12	0.07
Zn	< d.l	0.02	< d.l	0.00	0.05	0.01	0.04
Si	0.01	0.01	0.01	< d.l	0.01	0.01	< d.l
Total	101.033	99.944	101.468	100.488	100.028	99.849	99.446

**Tableau 1B :** géochimie des pyrites des conglomérats CG2 échantillon CG2 (microsonde électronique, CAMPARIS, SX50)

Lithology <b>conglomerat</b>							
Samples N° <b>CG2.1-1 N° TSB0623 at 39,5 m</b>							
sample type	drill core	drill core	drill core	drill core	drill core	drill core	drill core
pyrite type	<i>euهدral grain</i>	<i>same grain</i>	<i>small pebble</i>	<i>same grain</i>	<i>same grain</i>	<i>small pebble</i>	<i>small pebble</i>
Analysis N°	1	3	5	6	7	8	9
Elements							
S	53.73	53.56	53.68	53.60	53.84	53.54	53.66
Fe	45.05	46.79	46.28	46.56	46.29	45.87	46.07
Pb	0.65	0.70	0.51	0.53	0.18	0.33	0.18
U	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l
Th	0.07	0.03	0.05	0.01	0.07	< d.l	< d.l
Ni	0.04	0.07	< d.l	0.05	0.06	< d.l	0.03
As	0.04	0.17	< d.l	0.01	0.05	< d.l	0.15
Zn	< d.l	0.04	0.03	0.04	0.06	< d.l	< d.l
Si	0.19	0.04	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04
Total	99.78	101.39	100.56	100.80	100.57	99.78	100.13
	11	12	17	20	21		
S	53.51	53.87	54.08	54.52	53.57		
Fe	46.64	46.02	46.60	46.38	46.16		
Pb	0.58	0.33	0.58	0.42	0.45		
U	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l		



<b>Th</b>	0.02	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l		
<b>Ni</b>	0.01	0.01	0.07	< d.l	0.08		
<b>As</b>	0.11	< d.l	< d.l	< d.l	0.03		
<b>Zn</b>	0.02	0.06	< d.l	< d.l	0.02		
<b>Si</b>	< d.l	0.01	0.01	0.01	0.01		
<b>Total</b>	100.88	100.29	101.35	101.32	100.31		

**Suite Tableau 1 B:**

<b>Lithology</b>	<b>conglomerat</b>					
<b>Samples N°</b>	<b>WMCG2.1-1 N° TSB0623 at 39,5 m</b>					
<b>sample type</b>	<b>drill core</b>	<b>drill core</b>	<b>drill core</b>	<b>drill core</b>	<b>drill core</b>	<b>drill core</b>
<b>pyrite type</b>	<i>small pebble</i>	<i>same grain</i>	<i>same grain</i>	<i>euهدral grain</i>	<i>same grain</i>	<i>same grain</i>
<b>Analysis N°</b>	1	2	4	5	6	7
<b>Elements</b>						
<b>S</b>	53.49	53.47	53.96	54.21	53.84	54.32
<b>Fe</b>	45.72	46.66	46.55	46.19	46.27	45.87
<b>Pb</b>	0.31	0.29	0.29	0.22	0.32	0.35
<b>U</b>	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l	< d.l
<b>Th</b>	0.12	0.01	0.06	< d.l	0.03	0.03
<b>Co</b>	< d.l	0.29	0.17	0.04	0.26	0.19
<b>Ni</b>	0.01	0.04	0.02	< d.l	0.01	< d.l
<b>As</b>	0.10	0.08	0.06	< d.l	0.05	< d.l
<b>Zn</b>	0.13	< d.l	< d.l	0.06	0.08	0.01
<b>Si</b>	0.03	0.01	0.02	< d.l	0.04	0.02
<b>Total</b>	99.90	100.85	101.13	100.73	100.89	100.79



**Annexe 2. A:**

Tableau 2 : Parametres d 'analyse RAMAN

<b>Nom échantillon</b>	<b>Pas en X</b>	<b>Acquis le</b>	<b>Temps d'expo</b>	<b>Nbre expo</b>	<b>Ouverture spectre</b>	<b>Type d'analyse</b>	<b>Nbre spectres</b>	<b>corrections</b>
<b>WM4_2_A101</b>	10µm	<b>08/08/11 à 10:24:08</b>	5	1	50µm slit	point		sans
WM4_2_A102	1µm	10:32:19	10	1	50µm slit	Ligne	8	sans
WM4_2_A103	10µm	10:40:09	10	1	50µm slit	point		sans
WM4_2_A104	0,5µm	11:00:11	30	1	50µm slit	Ligne	13	sans
WM4_2_A105	0,5µm	11:08:47	10	1	50µm slit	Ligne	13	sans
WM4_2_A106	0,5µm	11:12:01	5	4	50µm slit	Ligne	13	sans
WM4_2_A107	0,5µm	11:22:44	5	4	50µm slit	Ligne	13	sans
WM4_2_A108	10µm	11:37:09	30	4	50µm slit	2x point		sans
WM4_2_A109	0,5µm	11:49:32	5	4	50µm slit	Ligne	6	sans
WM4_2_A110	0,5µm	10:55:26	5	4	50µm slit	Ligne	6	sans
WM4_2_A111	0,5µm	12:18:36	5	4	50µm slit	Ligne	8	sans
WM4_2_A112	10µm	12:31:49	5	4	50µm slit	2x point		sans
WM4_2_A113	10µm	12:37:16	5	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A114	10µm	12:40:08	5	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A115	10µm	13:05:59	5	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A116	2µm	13:47:15	10	4	50µm slit	Ligne	21	sans
WM4_2_A117	1,9µm	14:27:53	10	4	50µm slit	Ligne	8	sans
WM4_2_A118	10µm	14:40:07	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A119	1,9µm	14:47:03	10	4	50µm slit	Ligne	6	sans
WM4_2_A120	2µm	<b>08/08/11 à 15:06:46</b>	5	4	50µm slit	Ligne	3	sans
WM4_2_A121	0,9	15:11:36	10	4	50µm slit	Ligne	8	sans
WM4_2_A122	10µm	15:46:19	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A123	1,9µm	15:55:26	10	4	50µm slit	Ligne	6	sans
WM4_2_A124	10µm	16:05:24	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A125	0,5µm	16:22:24	10	4	50µm slit	Ligne	16	sans
WM4_2_A126	10µm	16:54:16	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A127	0,4µm	17:14:46	10	4	50µm slit	Ligne	17	sans
WM4_2_A128	10µm	17:39:51	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A129	10µm	17:43:45	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A131	2µm	18:40:52	10	2	50µm slit	Carré/Rectangle	2128	sans
WM4_2_A132	2µm	<b>09/08/11 à 12:27:42</b>	10	4	50µm slit	Ligne	8	sans
WM4_2_A133	10µm	12:54:07	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A134	10µm	12:56:52	10	4	50µm slit	point		sans

## ANNEXES

WM4_2_A135	?	?	?	?	?	?		sans
WM4_2_A136	10µm	13:47:32	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A137	1µm	14:08:32	10	4	50µm slit	Ligne	11	sans
WM4_2_A138	10µm	14:19:25	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A139	10µm	14:26:59	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A140	1µm	<b>09/08/11 à 14:52:36</b>	10	4	50 µm slit	Ligne	12	sans
WM4_2_A141	1µm	15:02:27	10	4	50 µm slit	Ligne	12	sans
WM4_2_A142	10µm	15:19:50	10	4	50 µm slit	3x point		sans
WM4_2_A143	10µm	15:24:57	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A144	10µm	17:26:05	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A145	10µm	17:36:22	10	4	50µm slit	point		sans
WM4_2_A146	2µm	17:47:30	10	4	50µm slit	Ligne	10	sans
WM4_2_A147	10µm	18:00:47	10	4	50µm slit	2x point		sans
WM4_2_A148	2µm	18:21:13	15	4	50µm slit	Carré/Rectangle	672	sans
<b>WM3_1A1_1</b>	10µm	<b>09/08/11 à 10:31:41</b>	10	4	50µm slit	point		sans
WM3_1A1_2	10µm	10:38:20	10	4	50µm slit	point		sans
WM3_1A1_3	2µm	10:44:04	10	4	50µm slit	Ligne	6	sans
WM3_1A1_4	1µm	11:03:38	10	4	50µm slit	Ligne	7	sans
WM3_1A1_5	2µm	11:16:24	10	4	50µm slit	Ligne	4	sans
WM3_1A1_6	10µm	11:22:28	10	4	50µm slit	point		sans
WM3_1A1_7	10µm	11:37:08	10	4	50µm slit	point		sans
WM3_1A1_8	10µm	11:40:42	10	4	50µm slit	point		sans
WM3_1A1_9	10µm	11:45:01	10	4	50µm slit	point		sans
WM3_1A1_10	2µm	<b>09/08/11 à 12:00:49</b>	10	4	50µm slit	Ligne	4	sans
WM3_1A1_11	10µm	12:13:38	10	4	50µm slit	point		sans
WM3_1A1_12	10µm	15:53:44	10	4	50µm slit	2x point		sans
WM3_1A1_13	10µm	16:09:46	10	4	50µm slit	point		sans
WM3_1A1_14	0,5µm	16:17:34	10	4	50µm slit	Ligne	9	sans
WM3_1A1_15	10µm	16:37:14	10	4	50µm slit	point		sans
WM3_1A1_16	10µm	16:51:29	10	4	50µm slit	3x point		sans
WM3_1A1_17	2µm	16:57:43	10	4	50µm slit	Ligne	11	sans
WM3_1A1_18	0,5µm	17:27:47	10	4	50µm slit	Ligne	24	sans
<b>HS1_1A1_01</b>	10µm	<b>09/08/11 à 17:15:45</b>	10	4	50µm slit	point		sans

## ANNEXES

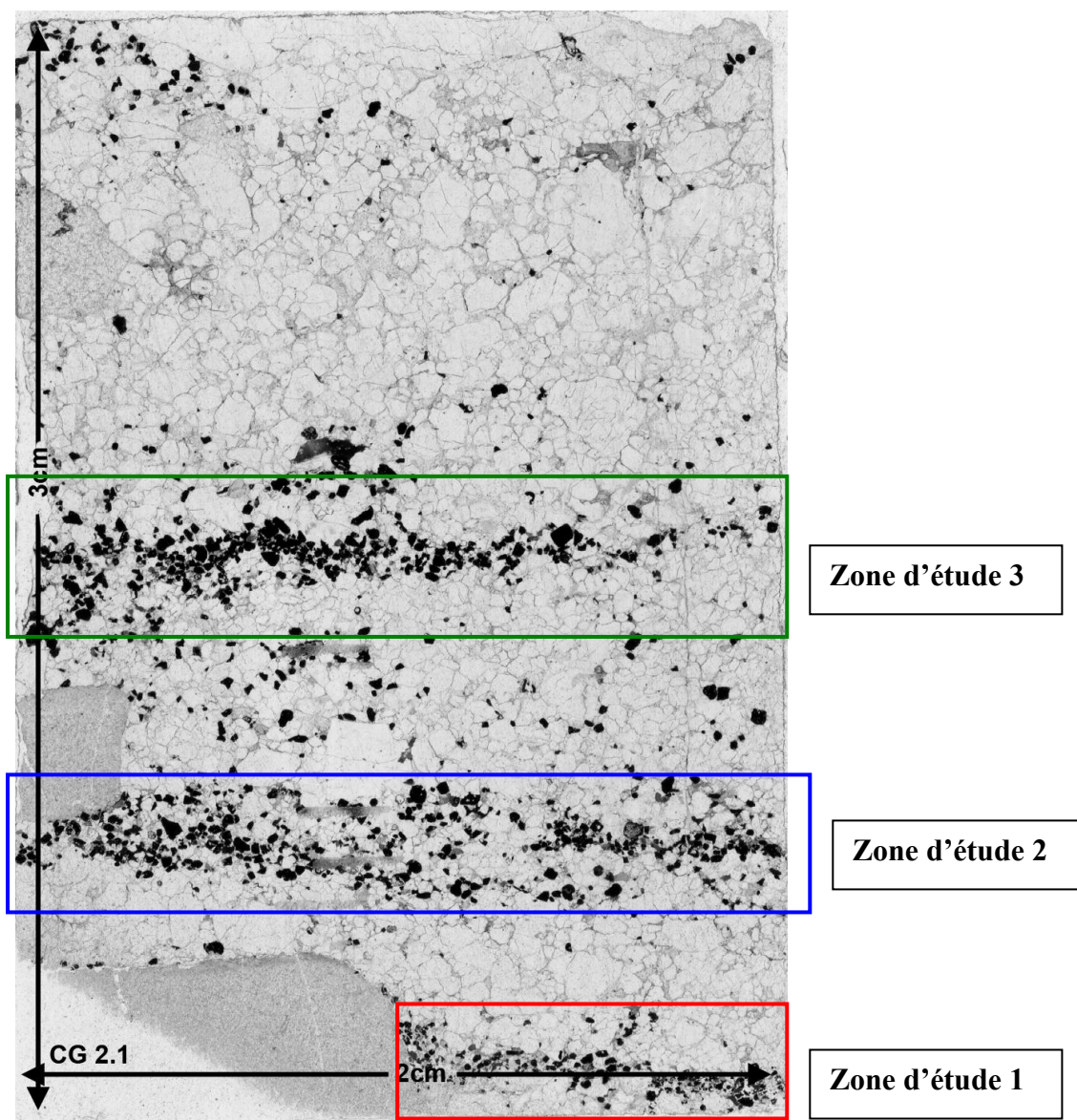
HS1_1A1_02	2µm	<b>10/08/11 à 12:36:49</b>	10	4	50µm slit	Ligne	7	sans
HS1_1A1_03	10µm	12:54:22	10	4	50µm slit	2x point		sans
HS1_1A1_04	0,5µm	13:09:03	10	4	50µm slit	Ligne	21	sans
HS1_1A1_05	0,4µm	13:41:50	10	4	50µm slit	Ligne	14	sans
HS1_1A1_06	0,5µm	14:10:55	10	4	50µm slit	Ligne	26	sans
HS1_1A1_07	1µm	14:36:41	10	4	50µm slit	Ligne	11	sans
HS1_1A1_08	1,9µm	15:02:02	10	4	50µm slit	Ligne	12	sans
HS1_1A1_09	10µm	15:13:01	10	4	50µm slit	point		sans
HS1_1A1_10	2µm	<b>10/08/11 à 15:31:35</b>	10	4	50µm slit	Ligne	5	sans
HS1_1A1_11	2µm	15:39:29	10	4	50µm slit	Ligne	6	sans
HS1_1A1_12	10µm	15:56:26	10	4	50µm slit	point		sans
HS1_1A1_13	10µm	16:00:07	10	4	50µm slit	point		sans
HS1_1A1_14	10µm	16:02:30	10	4	50µm slit	2x point		sans
HS1_1A1_15	10µm	16:06:36	10	4	50µm slit	3x point		sans
HS1_1A1_16	10µm	16:43:49	10	4	50µm slit	point		sans
HS1_1A1_17	10µm	16:51:11	10	4	50µm slit	point		sans
HS1_1A1_18	2µm	17:03:58	10	4	50µm slit	Ligne	11	sans
HS1_1A1_19	10µm	18:02:50	10	1	50µm slit	point		sans
HS1_1A1_20	1µm	18:13:18	10	1	50µm slit	Ligne	7	sans
HS1_1A1_21	1µm	18:29:06	10	2	50µm slit	Carré/Rectangle	1722	sans
<b>PO8_1AB_1</b>	2µm	<b>11/08/11 à 09:43:56</b>	10	4	50µm slit	Ligne	8	sans
PO8_1AB_2	10µm	09:54:53	10	5	50µm slit	2x point		sans
PO8_1AB_3	10µm	09:59:02	10	4	50µm slit	point		sans
PO8_1AB_4	10µm	10:01:14	10	4	50µm slit	point		sans
PO8_1AB_5	1µm	10:05:15	10	4	50µm slit	point		sans
PO8_1AB_6	10µm	10:06:57	10	4	50µm slit	point		sans
PO8_1AB_7	0,4µm	10:12:55	10	4	50µm slit	Ligne	19	sans
PO8_1AB_8	0,5µm	10:32:18	10	4	50µm slit	Ligne	13	sans
PO8_1AB_9	10µm	10:41:50	10	4	50µm slit	2x point		sans
PO8_1AB_10	10µm	10:46:43	10	4	50µm slit	2x point		sans
PO8_1AB_11	1µm	10:50:33	10	4	50µm slit	Ligne	20	sans
PO8_1AB_12	10µm	11:11:38	10	4	50µm slit	4x point		sans
PO8_1AB_13	10µm	11:20:35	10	4	50µm slit	2x point		sans
PO8_1AB_14	10µm	11:24:03	10	4	50µm slit	2x point		sans

ANNEXES

PO8_1AB_15	10µm	11:26:38	10	4	50µm slit	3x point		sans
PO8_1AB_16	10µm	11:29:23	10	4	50µm slit	point		sans
PO8_1AB_17	0,5µm	11:34:19	10	4	50µm slit	Ligne	22	sans
PO8_1AB_18	10µm	11:59:44	10	4	50µm slit	4x point		sans
PO8_1AB_19	10µm	12:31:23	10	4	50µm slit	2x point		sans
<b>PO8_1c_1</b>	1µm	<b>11/08/11 à 15:15:01</b>	10	4	50µm slit	Ligne	20	sans
PO8_1c_2	1µm	15:39:16	10	4	50µm slit	Ligne	17	sans
PO8_1c_3	10µm	15:56:35	10	4	50µm slit	point		sans
PO8_1c_4	0,5µm	16:06:21	10	4	50µm slit	Ligne	24	sans
PO8_1c_5	2µm	16:26:29	10	4	50µm slit	Ligne	13	sans
PO8_1c_6	1µm	16:50:10	10	4	50µm slit	Ligne	17	sans
PO8_1c_7	1µm	17:06:45	10	4	50µm slit	Ligne	19	sans
<b>PO11_B_TEST</b>	10µm	<b>11/08/11 à 12:57:35</b>	10	4	50µm slit	point		sans
PO11_B_2	0,5µm	13:07:16	10	4	50µm slit	Ligne	21	sans
PO11_B_3	10µm	13:25:35	10	4	50µm slit	2x point		sans
PO11_B_4	1µm	13:33:55	10	4	50µm slit	Ligne	20	sans
PO11_B_5	10µm	13:52:25	10	4	50µm slit	point		sans
PO11_B_6	1µm	14:01:58	10	4	50µm slit	Ligne	30	sans
PO11_B_7	2µm	14:32:54	10	4	50µm slit	Ligne	17	sans

**Annexe2. B:** préparations des échantillons pour l'analyse au RAMAN**Raman ligne SMIS**

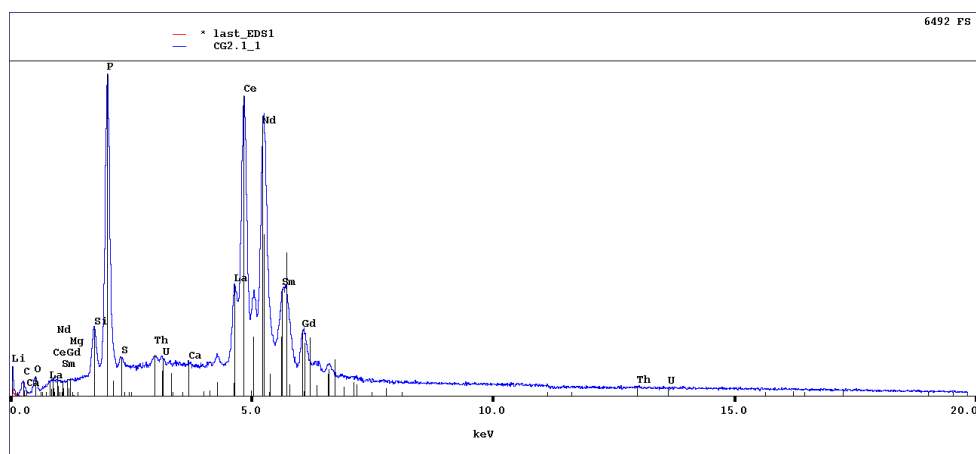
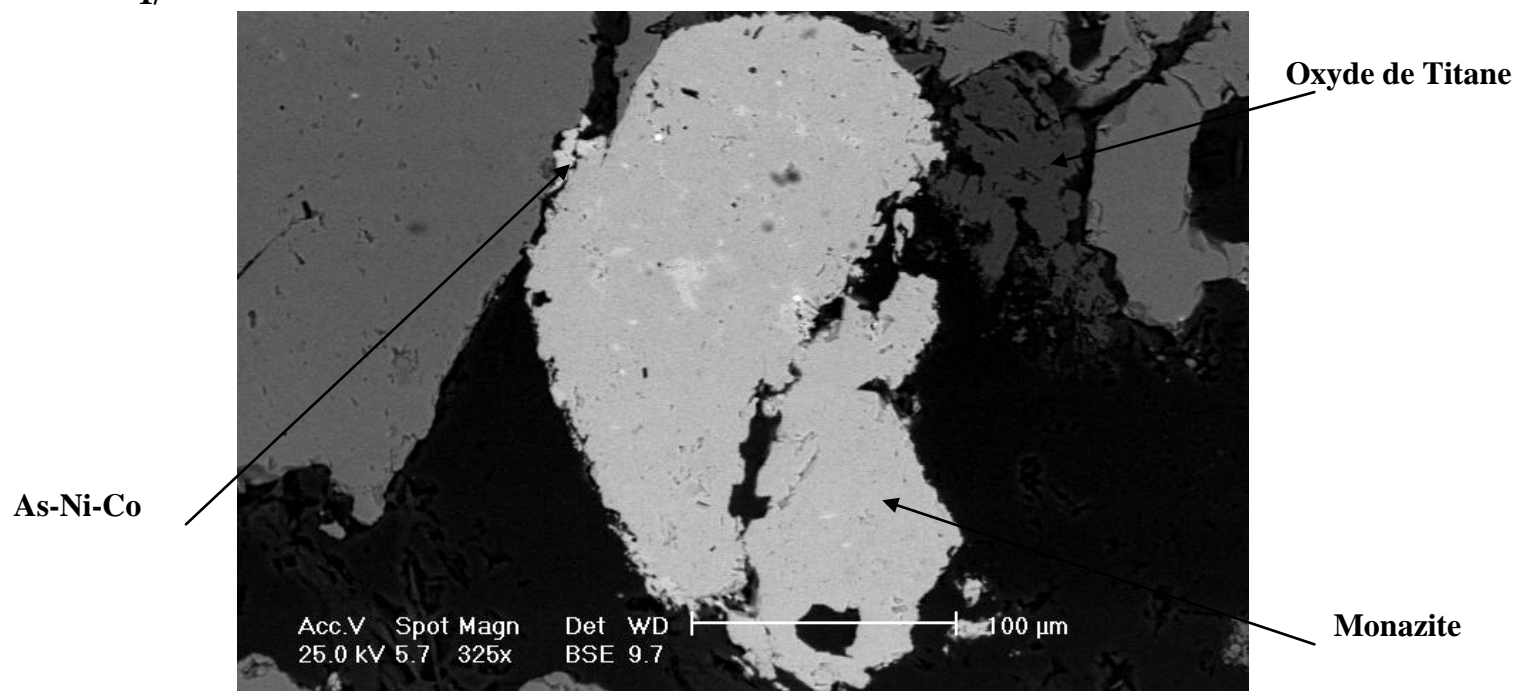
Grès WMCG2.1 du forage N° TSB0623 à 39,5 m de profondeur. Formations Denny Dalton, Mozan Group (Pongola Super Group).





**Zone d'étude 1**

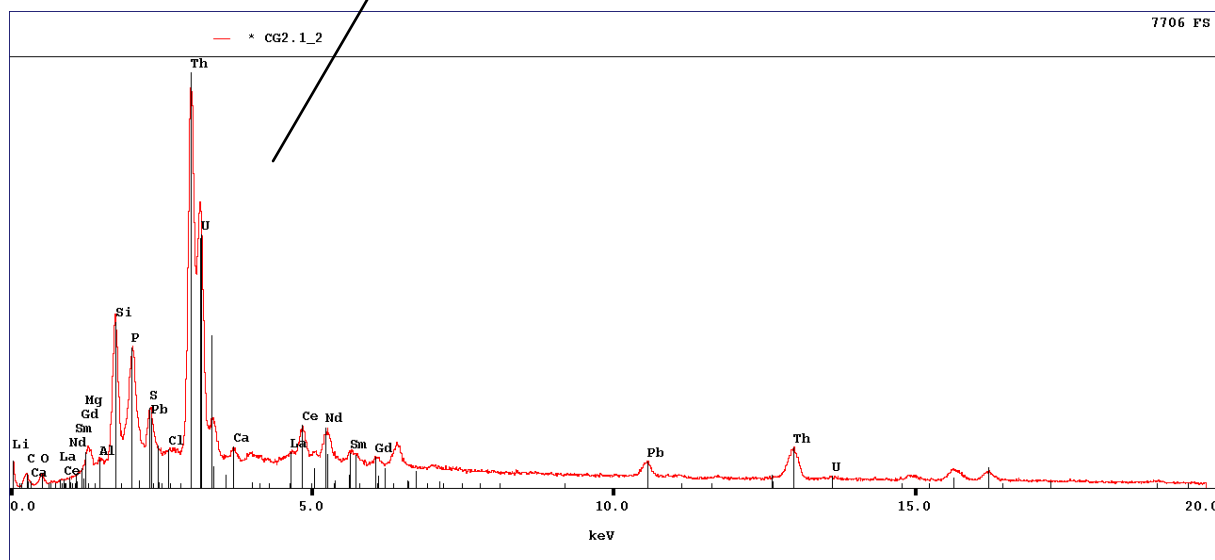
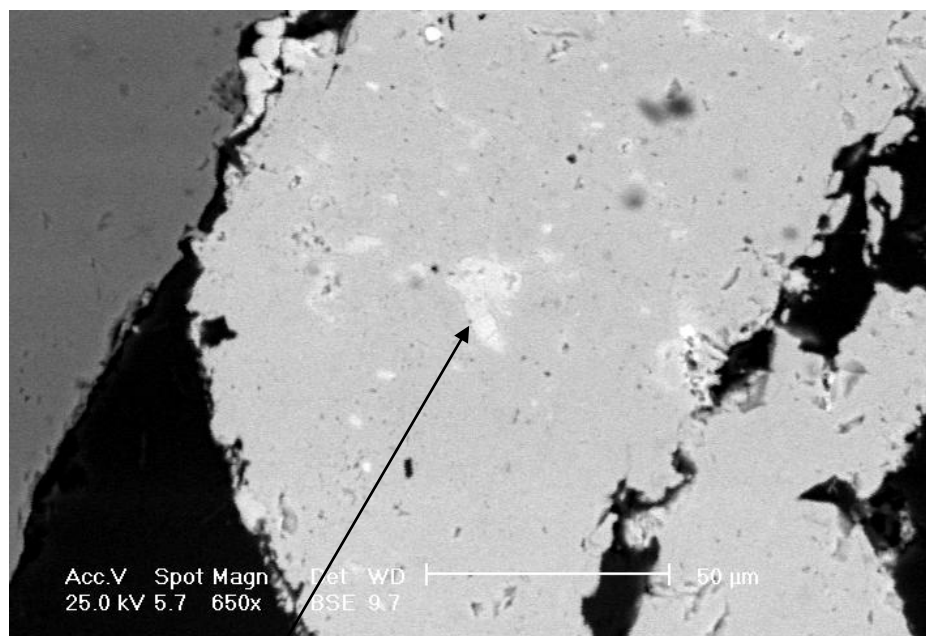
1/





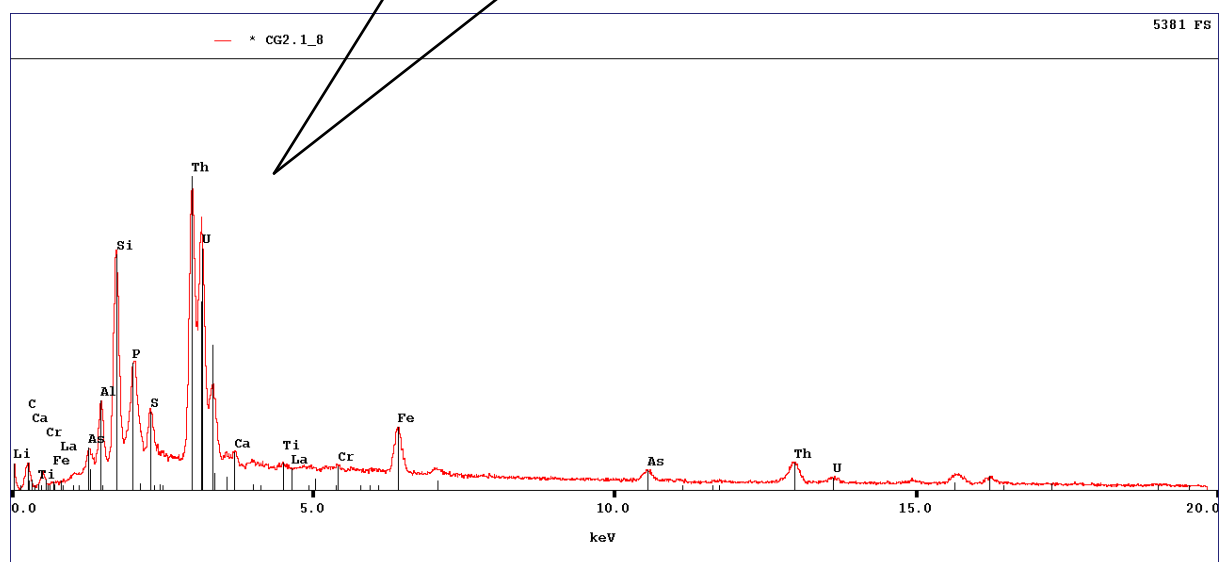
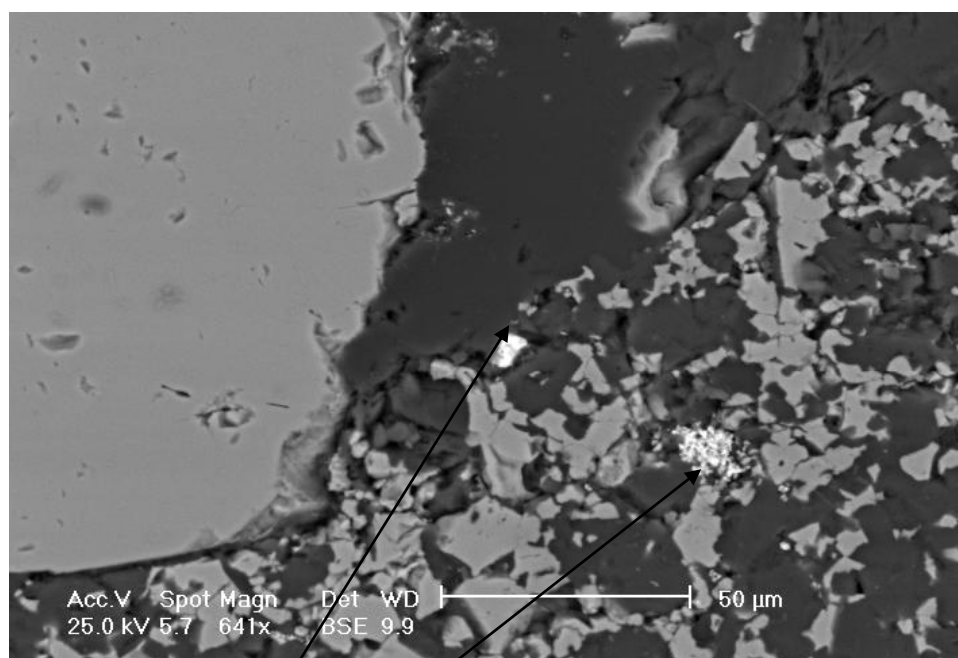
**Zone d'étude 1**

1/

**Minéraux à Th-U**

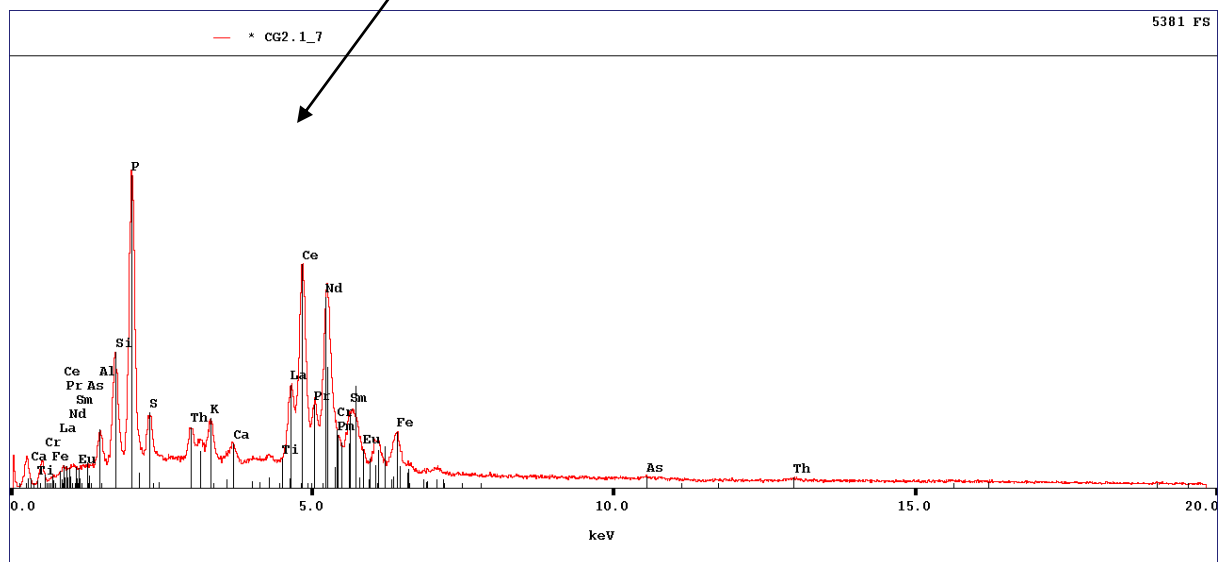
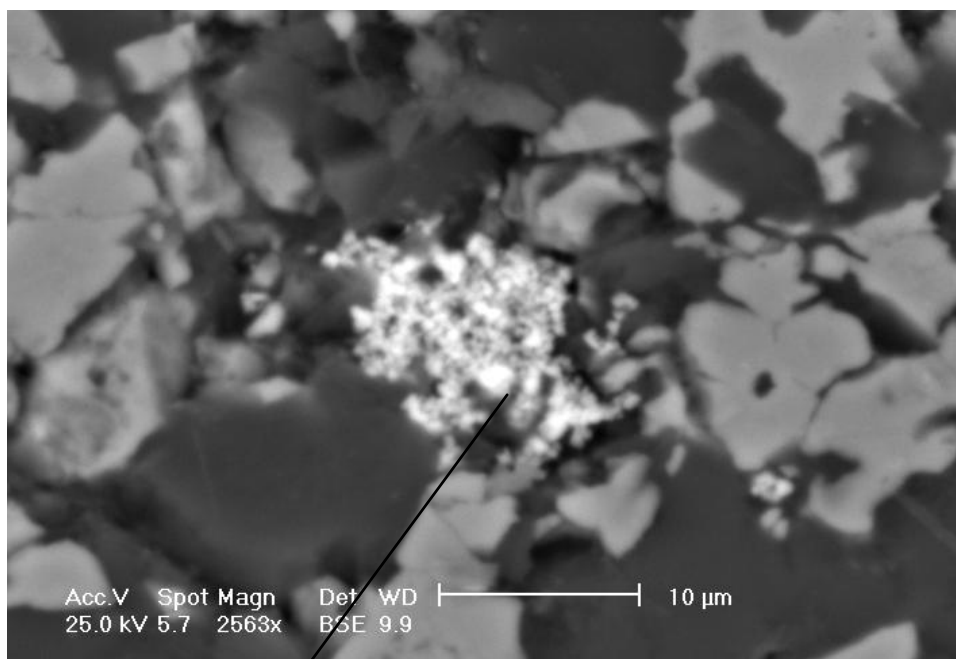
**Zone d'étude 1**

2/



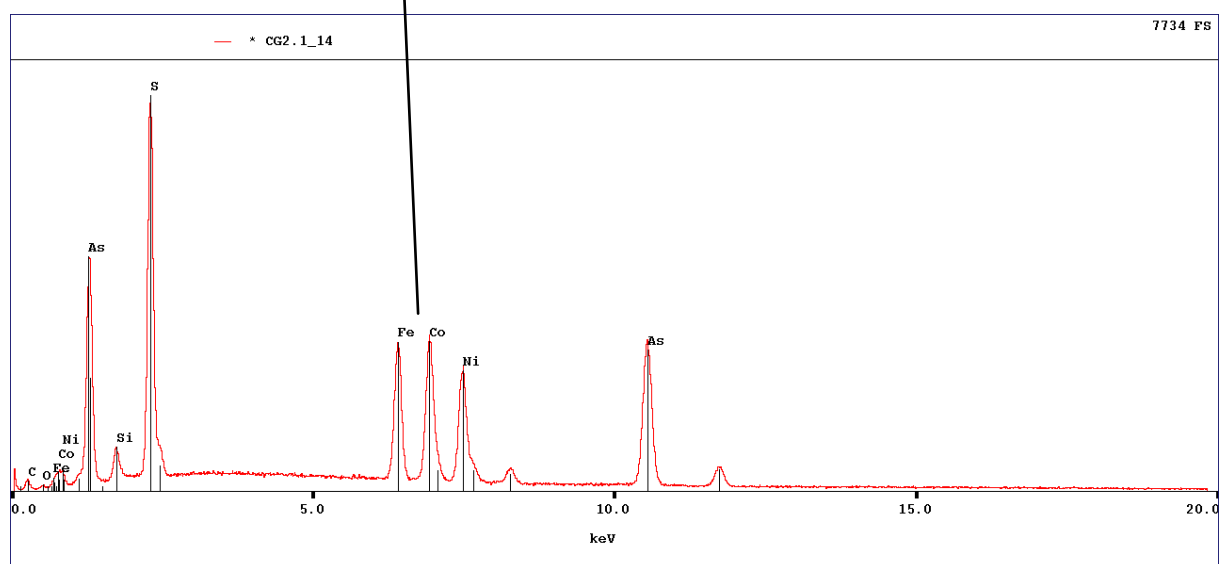
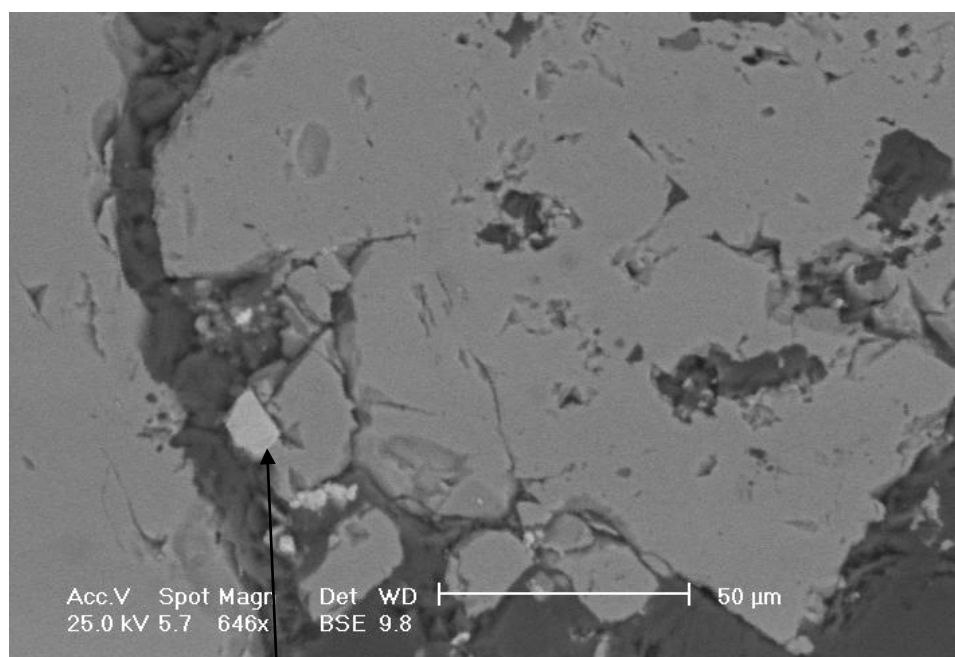
**Zone d'étude 1**

2/



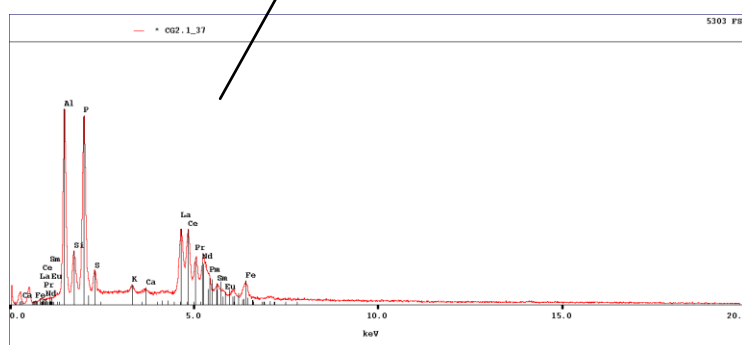
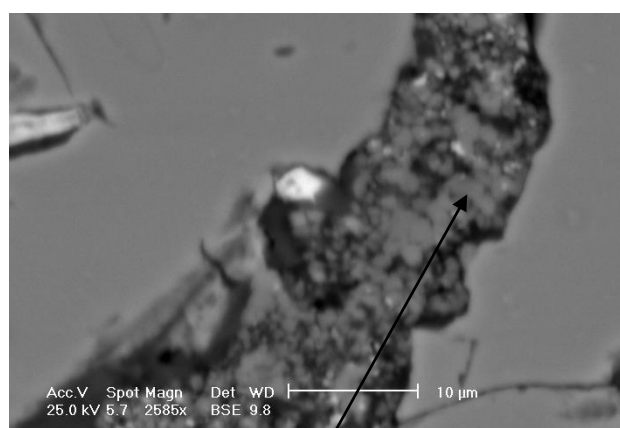
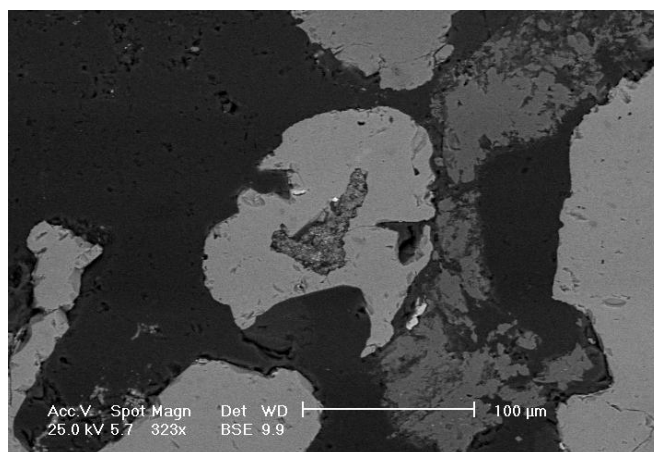
**Zone d'étude 1**

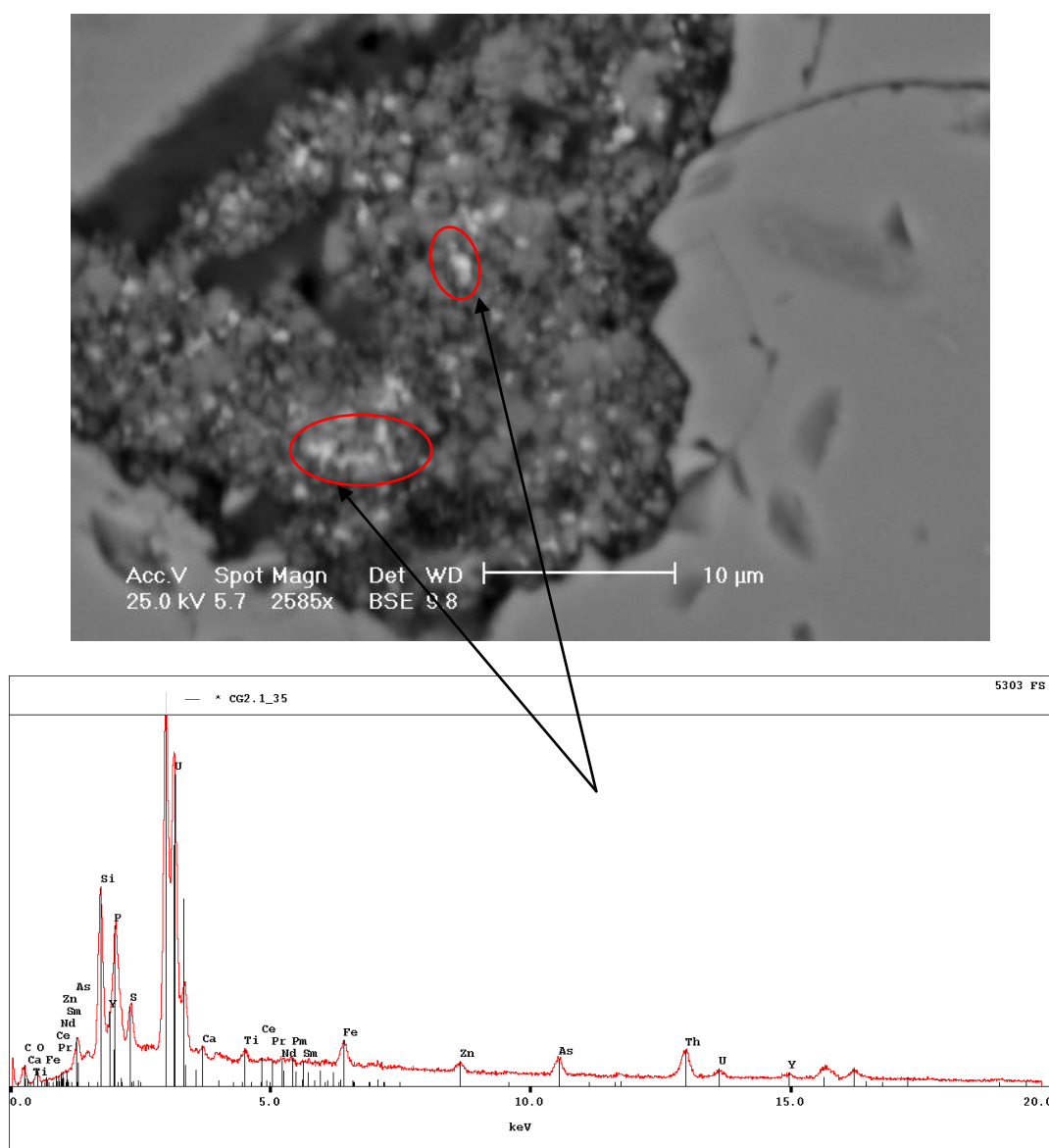
3/



**Zone d'étude 1**

4/





### Annexe3:

Tableau 3: Minéraux associés aux pyrites dans les conglomérats du Mozaan Group

<b>Conglomérats /Echantillons</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Détritiques</b>	<b>Authigeniques / Hydrothermale</b>	<b>En Inclusions</b>
Conglomérat (CG 1) <b>WM3.1 et HS1</b>	pyrite	<b>X</b>	<b>X</b>	<b>X</b> – chalcoppyrite
	rutile	<b>X</b>		<b>X</b> – Pyrite détritique
	leucoxène	<b>X</b>	<b>X</b>	

	monazite	<b>X</b>		<b>X</b> – Pyrite détritique
	chromite	<b>X</b>		
	galène			<b>X</b> - Pyrite / Rutile / coffinite détritique
	arsenopyrite	<b>X</b>	<b>X</b>	<b>X</b> – Pyrite détritique
	pyrrhotite			<b>X</b> – Pyrite détritique
	scorodite		<b>X</b>	
	brannerite		<b>X</b>	
	quartz	<b>X</b>	<b>X</b>	<b>X</b>
	feldpath-K		<b>X</b>	
	chalcoppyrite		<b>X</b>	<b>X</b> – Pyrite détritique
	coffinite		<b>X</b>	<b>X</b>
	thorite		<b>X</b>	<b>X</b> -monazite
	thorianite			<b>X</b> -monazite
Conglomerat (CG 2) <b>CG2-1</b> <b>CG2-2</b>	pyrite	<b>X</b>	<b>X</b>	
	rutile	<b>X</b>		<b>X</b> – Pyrite détritique
	leucoxène	<b>X</b>		
	monazite	<b>X</b>		<b>X</b> – Pyrite détritique
	zircon	<b>X</b>		
	apatite	<b>X</b>		<b>X</b> – Pyrite détritique
	arsenopyrite		<b>X</b>	<b>X</b> – Pyrite détritique
	thorite		<b>X</b>	<b>X</b> - Pyrite
	chalcoppyrite		<b>X</b>	<b>X</b> - Pyrite
	xénotime		<b>X</b>	
	chromite	<b>X</b>	<b>X</b>	
	coffinite		<b>X</b>	<b>X</b> - Pyrite / Rutile
	thorianite		<b>X</b>	
	brannerite		<b>X</b>	
	Quartz	<b>X</b>	<b>X</b>	
	Feldpath-K		<b>X</b>	
	Biotite		<b>X</b>	
	illite		<b>X</b>	
	muscovite	<b>X</b>		
	Galène	<b>X</b>		<b>X</b> - Pyrite / Rutile
	Sphalerite	<b>X</b>	<b>X</b>	
	Chalcoppyrite		<b>X</b>	<b>X</b> - Pyrite
	Pyrrhotite			<b>X</b> - Pyrite

	APS	<b>X</b>	<b>X</b>	<b>X</b> - Pyrite
Conglomérat (CG 3)	pyrite	<b>X</b>	<b>X</b>	
	quartz	<b>X</b>	<b>X</b>	<b>X</b>
	feldpath-K		<b>X</b>	
	illite	<b>X</b>	<b>X</b>	
	scorodite		<b>X</b>	
	rutile	<b>X</b>		<b>X</b> – Pyrite détritique
	monazite	<b>X</b>		<b>X</b> – Pyrite détritique
	galène			<b>X</b> - Pyrite / Rutile / coffinite
	arsenopyrite	<b>X</b>	<b>X</b>	<b>X</b> – Pyrite détritique
	pyrrhotite			<b>X</b> – Pyrite détritique
	Zircon	<b>X</b>		
	Apatite	<b>X</b>	<b>X</b>	
	coffinite		<b>X</b>	
	thorite	<b>X</b>		<b>X</b>
Conglomérat (CG 4) <b>WM4.1</b> et <b>WM4.2</b>	pyrite	<b>X</b>	<b>X</b>	
	rutile	<b>X</b>		
	chromite	<b>X</b>		
	sphalerite		<b>X</b>	
	bijvoetite ?		<b>X</b>	Intercroisé-pyrite
	coffinite	<b>X</b>	<b>X</b>	Intercroisé-pyrite
	gersdorffite?		<b>X</b>	
	arsenopyrite		<b>X</b>	
	galene	<b>X</b>		<b>X</b> - Pyrite / Rutile
	apatite	<b>X</b>		
	chalcopyrite	<b>X</b>		
	quartz	<b>X</b>	<b>X</b>	
	coffinite		<b>X</b>	<b>X</b> - Pyrite / Rutile
	zircon	<b>X</b>		
	xénotime		<b>X</b>	
	APS	<b>X</b>	<b>X</b>	
	thorite	<b>X</b>	<b>X</b>	<b>X</b> -monazite
	thorianite			<b>X</b> -monazite